



Age, récurrence et mécanismes de déstabilisation des flancs des volcans océaniques d'après l'exemple de Tenerife (iles Canaries)

Thomas Boulesteix

► To cite this version:

Thomas Boulesteix. Age, récurrence et mécanismes de déstabilisation des flancs des volcans océaniques d'après l'exemple de Tenerife (iles Canaries). Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2011. Français. NNT : 2011PA112174 . tel-01124021

HAL Id: tel-01124021

<https://theses.hal.science/tel-01124021>

Submitted on 6 Mar 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE PARIS-SUD 11

ÉCOLE DOCTORALE : *Ecole Doctorale 534 MIPEGE*
Laboratoire IDES

DISCIPLINE *Sciences de la Terre*

THÈSE DE DOCTORAT

par

Thomas BOULESTEIX

Age, récurrence et mécanismes de
déstabilisation des flancs des volcans
océaniques d'après l'exemple de Tenerife
(îles Canaries).

Directeur de thèse : Anthony HILDENBRAND

Co-directeur : Pierre-Yves GILLOT

Chargé de Recherche CNRS (Univ. Paris-Sud, Orsay)

Professeur (Univ. Paris-Sud XI, Orsay)

Composition du jury :

Rapporteurs :

Nicole METRICH

Fernando Ornelas MARQUES

Examineurs :

Gary McMURTRY

Jan WIJBRANS

Membres invités :

Vicente SOLER

Directeur de recherches CNRS (IPGP, Paris)

Assistant Professor (Univ. of Lisbon)

Professeur (Univ. of Hawaii, Manoa)

Research scientist (Vrije Univ., Amsterdam)

Research Scientist (Estación Volcanológica de Canarias)

Résumé

La croissance des volcans océaniques est fréquemment ponctuée par des effondrements latéraux géants qui peuvent générer des avalanches de débris volumineuses et engendrer des tsunamis dévastateurs. Néanmoins, les causes, les mécanismes et les conséquences de telles déstabilisations, critiques pour la caractérisation des aléas, demeurent largement incompris.

L'île de Tenerife (Canaries, Espagne) constitue une cible privilégiée pour étudier ces phénomènes. Son évolution récente inclut le développement d'un volcan central différencié et d'une ride volcanique proéminente le long d'une rift-zone principale NE-SW (NERZ). Durant le dernier Myr, ces systèmes ont été tronqués par trois effondrements de flanc géants, dont la semelle est partiellement accessible à la faveur de galeries souterraines à usage hydrogéologique.

Cette thèse développe une analyse systématique des relations entre construction volcanique et instabilités récurrentes le long de l'axe de la NERZ. L'approche inclut des investigations de terrain en surface et dans les galeries, afin de reconnaître et d'échantillonner les séquences volcaniques affectées par chaque effondrement et remplissant leurs structures; la datation K/Ar Cassinol-Gillot sur phases séparées pour en contraindre l'âge précisément ; des reconstructions morphologiques 3D afin d'estimer le volume des édifices et des structures gravitaires; des analyses chimiques sur roches totales, visant à caractériser l'évolution de la composition des laves avant et après chaque déstabilisation.

Les nouveaux résultats montrent le fonctionnement intermittent des différents tronçons la NERZ, avec un schéma récurrent comprenant :

- 1) la croissance rapide d'un édifice imposant, dont la charge induit la création de niveaux de stockage superficiels et l'éruption de termes différenciés visqueux, favorisant l'inflation locale de la structure et sa déstabilisation
- 2) la rupture proprement dite, datée à environ 840 ka, 525 ka et 175 ka (glissements de Güimar, La Orotava et Icod, respectivement)
- 3) une réponse éruptive immédiate, impliquant la vidange rapide (<50kyr) du système d'alimentation, et le comblement des loupes de glissement sous des dizaines de km³ de lave.
- 4) Un déplacement consécutif de la construction volcanique vers les secteurs moins matures de la NERZ (moindre épaisseur de l'édifice/moindre pression lithostatique)

Nous montrons que les phénomènes de charge/décharge ont une influence primordiale sur le développement des instabilités gravitaires et l'évolution des systèmes d'alimentation des îles océaniques.

Abstract

The growth of oceanic volcanoes is frequently punctuated by large flank collapses, which can generate voluminous debris avalanches and destructive tsunamis. The causes, the mechanisms and the consequences of such instabilities, crucial for risk assessment, remain poorly understood.

Tenerife (Canary Islands, Spain) is a target of particular interest to study such phenomena. Its recent evolution includes the development of a large silicic central volcano and a prominent volcanic ridge along a main NE-SW trending rift zone (NERZ). During the last Myr, these volcanic systems have been truncated by three large flank collapses, the base of which is partly accessible through underground water mining galleries.

This thesis develops a systematic analysis of the relationships between volcanic construction and recurrent flank instabilities along the NERZ. Our approach includes field investigations at the surface and in the galleries to identify and sample the volcanic units affected by each landslide and the successions filling their scar; unspiked K/Ar dating (Cassignol-Gillot technique) on fresh separated groundmass to constrain precisely the timing of the landslides; 3-D morphological reconstructions to estimate the volume of the edifices and landslides structures; and whole-rock geochemical analyses to characterize the compositional evolution of the magma prior to and after each collapse event.

Our new results show the intermittent functioning of the various sections of the NERZ with a recurrent pattern comprising:

- (1) The rapid construction of a large volcanic edifice. The resulting load favors the creation of superficial storage levels, the associated evolution of the magma and the eruption of viscous differentiated terms, favoring local inflation of the structure and its destabilization
- (2) The collapse of a flank of the NERZ, dated at ca. 840 ka, 525 ka, and 175 ka (Güimar, La Orotava and Icod, events respectively)
- (3) An immediate eruptive response, implying the rapid emptying (<50 kyr) of the feeding system and the filling of the landslide scars under tens of km^3 of lava.
- (4) The subsequent displacement of volcanic activity towards the less mature sectors (lower thickness/lower lithostatic pressure).

We show here that loading/unloading processes have a strong influence on the development of gravitational instabilities and the evolution of the magma feeding systems on such large intraplate volcanic islands.

Better written off (than written down)

From the darkest lows
To the heavenly highs
Another dream let go
On every mantelpiece

If you had your life
To live over again
Would you do it in style?
And make the same mistakes?

If I keep folding there'll be nothing left of me
But shapeless shoulders and this cold, dead smile
These days are better written off than written down

Will you live your life
Through a blossoming child?
Or will you sail the seas
Of self-discovery?

Does it make you smile
When you think of the ride?
Or do you get tired
Burning oxygen?

If I keep folding there'll be nothing left of me
But shapeless shoulders and this cold, dead smile
These days are better written off than written down

All the wasted days
And the promises made
Could put the fear of God
In any one of us

Resolution seep
Through the soles of your feet
So find a goal you can reach
Ever the optimist

Nick Hemming,

Into the murky water, The Leisure Society (2011)

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mes directeurs de thèse, Anthony Hildenbrand et Pierre-Yves Gillot, pour m'avoir confié ce sujet au sortir de l'année de master qui m'a amenée à Orsay, me permettant d'approfondir l'étude mise en œuvre. Pour cela, ils m'ont formé à la géochronologie, discipline à laquelle je n'imaginais pas me destiner et m'ont appris à raisonner sur la dynamique des processus volcaniques.

J'aimerais témoigner toute ma gratitude à Vicente Soler, pour son aide précieuse tout au long de ces quatre années, ses conseils, nos discussions. Mes deux missions d'échantillonnage à Tenerife ont été très riches scientifiquement (grâce au travail de Vicente pour obtenir les diverses autorisations) et la découverte pour moi des techniques de surveillance (GPS, sismologie, gaz, chimie des eaux...), mais également humainement et culturellement. Merci du fond du cœur à Vicente et sa famille qui m'ont accueilli avec une très grande gentillesse et avec qui j'ai découvert – pêle-mêle – la confiture de tomates, les Melodias Pizarra, Lost, The Wire...

Je remercie Nicole Metrich, Fernando Ornelas Marques, Gary McMurtry et Jan Wijbrans d'avoir accepté d'évaluer ce travail, ainsi que pour leurs commentaires qui m'ont permis d'améliorer la cohérence de ce manuscrit et la discussion menée lors de la soutenance qui a permis de faire émerger de nouvelles pistes de réflexion.

J'aimerais saluer le rôle de Christophe Hémond dans cette thèse, qui m'a invité et encouragé à compléter mes analyses géochimiques à Brest. Merci à lui pour la confiance qu'il m'a accordée et la formidable opportunité qu'il m'a offerte.

J'aimerais également, à cette occasion, remercier l'équipe du laboratoire Domaines Océaniques qui m'a accueilli pour trois semaines d'analyses géochimiques. Parmi cette équipe, je souhaite remercier spécialement :

J.Y. Royer, qui dirige le laboratoire et m'a autorisé à manipuler en salle blanche.

Claire Bassoulet et Céline Liorzou, les ingénieurs du laboratoire, qui ont bousculé leurs plannings déjà très serrés pour intégrer mes analyses et ont également pris le temps de me former. Un très grand merci à elles pour leur accueil, leur gentillesse et leur disponibilité.

Les thésards du laboratoire, qui m'ont fait une place parmi eux, et plus particulièrement à Myriam, ma (déjà) collègue de M2 à Orsay, émigrée finistérienne le temps de sa thèse, qui m'a accueilli chez elle, a veillé sur mes manips et au démarrage de l'écriture de ce manuscrit puisque c'étaient là les termes du contrat. Ce n'est que l'un des rôles qu'elle a joué dans l'accomplissement de ce travail et je vais maintenant remercier l'amie qui a été pour moi un soutien indéfectible avec qui j'ai partagé les hauts et les bas de la vie de thésard. Merci à toi Myriam pour ces moments, pour ta disponibilité (et celle de ta boîte mail aussi), tes conseils, tes encouragements...

Cette thèse s'est déroulée au sein du laboratoire IDES que je souhaite remercier pour son accueil. Ces cinq années passées au sein de l'équipe géochronologie et

dynamique des systèmes volcaniques m'ont énormément appris et j'ai bénéficié de l'expérience des différents membres dans leurs domaines d'expertise.

Un grand merci à Xavier Quidelleur pour sa disponibilité, ses conseils, son aide dans la rédaction des différents manuscrits soumis... nos parties de tennis, la découverte des White Stripes et autres Pixies...

Je remercie également beaucoup Guillaume Delpech pour nos discussions scientifiques et amicales, son aide, ses conseils, son soutien.

J'aimerais aussi remercier Gilles Guérin et Jean-Claude Lefèvre pour tout ce qu'ils m'ont appris lors des séances de remise en état des différents spectromètres.

Merci à Pierre Lahitte pour ses réponses aux problèmes que j'ai soumis à sa vision de morphologue et pour les discussions fructueuses associées.

Je salue également le travail de Jean Pierre Vilotte et Valérie Godard pour les lames minces.

Merci au Chef pour sa gentillesse et ses bons mots quotidiens.

Un grand merci à mes camarades thésards et aux différentes générations d'étudiants de master que j'ai côtoyés durant ces quatre années au labo et en dehors. Merci à vous pour tous les bons moments passés ensemble, les cafés, les apéros, le terrain, les concerts, les craquites...

J'aimerais également adresser un immense merci aux Mélanie (Quichon et Pompon), qui ont compté parmi mes premières étudiantes et sont devenues des amies. Je tiens à les remercier pour tous les formidables moments passés ensemble mais aussi pour leur présence, leur aide et leur soutien si précieux lors des moments difficiles. Merci d'avoir été là.

J'aimerais saluer le travail de relecture de parties de ce manuscrit par Myriam, Seb, Pompon et Julia, qui m'ont aidé à en améliorer la clarté. Un très grand merci également à tous ceux qui ont par leur présence aux répétitions, leurs remarques, m'ont aidé à préparer la soutenance.

En prime (et aussi en vrac), mes nombreux partenaires de tennis, la machine à café, le canap' du bureau, la brasserie artisanale de l'Yvette, les St Nec' de la ferme du Pavin, l'antidote qui va bien avec, la pâte de speculoos, les tetesaclaques, Mozinor, les blogs myindiesite et wearethelastbeatniks.

Un grand merci également à mes parents et ma petite sœur pour leur confiance et leur soutien de tous les instants. Une mention spéciale pour mes parents qui m'ont subi pendant plusieurs semaines de rédaction.

Enfin, j'aimerais remercier ma tante Annette, qui m'a mis sur la voie et m'a donné le goût des sciences naturelles. Ex-enseignante, pendant les vacances d'été, elle m'a initié à l'observation, aux herbiers, croquis, cartes, elle m'emmenait au musée, et nourrissait ma curiosité de reportages dont les films de Tazieff et des Krafft...

Table des matières

Introduction	1
I. Contexte géologique et travaux antérieurs	5
I.1. L'archipel des Canaries.....	7
I.2. L'île de Tenerife.	13
II. Outils et méthodes	19
II.1. Travail de terrain et échantillonnage	21
1. Las Cañadas.	24
1.1. L'édifice ancien.	24
1.2. L'édifice récent.	27
2. La rift zone Nord-Est.	30
2.1. Unités morpho-structurales pré-glissements.	30
2.2. Unités morpho-structurales post-glissements.	51
II.2. Datations radiométriques	81
1. Principes de radiochronologie.....	81
2. Choix du couple de radionucléides et de la méthode.....	82
3. Le couple K-Ar	83
4. Échantillonnage et préparation des échantillons.....	87
5. Mesures de K et Ar	90
II.3. Analyses chimiques sur roches totales (éléments majeurs et traces).....	122
1. Protocole de préparation des poudres	122
2. Pertes au feu.....	123
3. Analyses élémentaires	124

4. Comparaison des différentes séries de données.....	136
5. Qualité des mesures	137
II.4. Reconstructions géomorphologiques.....	166
1. Morphologie originale du volcan de Las Canadas.	166
2. Géométrie de la loupe de glissement d'Icod.....	168
III. Résultats et discussion	171
Article 1: Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: new insights from the geomorphologic evolution of the Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary)	181
Article 2: Recent large landslides on Tenerife (Canary Islands): timing, recurrence and propagation of slope instability	197
Interprétations complémentaires:	220
Time-integrated evolution of Las Cañadas Volcano and its North East rift-zone (Tenerife, Canary Islands).....	225
IV. Conclusions et perspectives	279
V. Bibliographie.....	285
VI. Annexes	307

Introduction

Les volcans intra-plaques océaniques comptent parmi les reliefs les plus imposants et les plus instables sur Terre. Leur évolution inclue le plus souvent des épisodes d'effondrements latéraux catastrophiques, qui génèrent des avalanches de débris volumineuses à fort potentiel tsunamogénique.

Sur la base d'études géologiques et géophysiques à terre et en mer, des déstabilisations géantes impliquant un volume individuel supérieur à 100 km³ ont été reconnues dans plusieurs archipels, par exemple le long de la ride hawaïenne (Moore, 1964; Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989; McMurtry et al., 2004), en Polynésie Française (Clouard et al., 2001; Clouard et Bonneville, 2004; Hildenbrand et al. 2004, 2006); à La Réunion (Gillot et al., 1994), au Cap Vert (Day et al., 1999, Masson et al., 2008), ou encore aux Canaries (Bravo 1962 ; Coello, 1973 ; Coello and Bravo, 1989 ; Navarro et Coello, 1989 ; Holcomb and Searle, 1991 ; Watts and Masson 1995, 2001; Urgeles et al., 1997; Krastel, 2001; Masson et al., 2002 ; Acosta et al., 2003 ; Carracedo et al., 2007, 2011).

Durant les 20 dernières années, de nombreux facteurs favorisant le développement et le déclenchement de telles instabilités ont été proposés. Les plus fréquemment invoqués sont :

- La concentration de magmas le long de rift-zones (Siebert, 1984 ; Walker 1986, 1999 ; Carracedo, 1994, 1996 ; Moore et al., 1994, Elsworth and Voight, 1995 ; Denlinger and Okubo, 1995 ; Tibaldi, 1996 ; Elsworth and Day, 1999 ; Hildenbrand et al., 2004; 2006; Montgomery - Brown et al., 2011);
- L'ébranlement des complexes éruptifs lors de séismes régionaux (Siebert 1984; Hampton et al., 1996);
- Le jeu de failles dans le substratum (Vidal and Merle, 2000 ; Lagmay et al., 2000);
- L'étalement gravitaire des édifices (Borgia, 1994 ; Clague and Denlinger, 1994 ; Van Wyk de Vries and Francis, 1997 ; Van Wyk de Vries et al., 2000, 2001 ; Walter and Troll, 2003 ; Cecchi et al., 2004);
- Leur déformation lors de phases de soulèvement volcano-tectonique, (Hildenbrand et al., 2003);
- La présence de niveaux de faible compétence au sein des séquences éruptives, par exemple des dépôts pyroclastiques, des sédiments ou des paléosols (Nakamura, 1980 ; Ui, 1983 ; Siebert et al., 1987 ; Oehler et al., 2005 ; Schiffman et al., 2006);
- Les variations eustatiques et les fluctuations brutales de régimes pluviométriques liés aux changements paléo-climatiques (McMurtry et al., 1999; 2004; Quidelleur et al., 2008)

Les contributions respectives de ces différents facteurs restent cependant mal connues. Par ailleurs, les mécanismes de déstabilisation et leurs conséquences à court, moyen et long-terme demeurent dans la plupart des cas largement hypothétiques.

L'île de Tenerife (Canaries, Espagne), a subi au moins six effondrements de flancs au cours de ses 12 Myr d'activité aérienne. Le volcan central (Las Cañadas) et la ride topographique (Cordillera Dorsal) construite par sa principale rift zone, ont concentré l'activité volcanique depuis 3 Myr, favorisant l'instabilité récurrente des flancs de l'île de part et d'autre de cet axe structural majeur. L'exceptionnelle accessibilité des différentes formations, via un réseau de 1704 km de galeries souterraines, fait de Tenerife un cas d'étude idéal des interactions entre les phases de construction et de destruction des îles océaniques, de leurs mécanismes et de leurs conséquences éruptives.

Cette thèse développe une analyse systématique des relations entre construction volcanique et instabilités récurrentes le long de la NERZ. La stratégie d'investigation est focalisée sur les séries pré-glissement, affleurant dans les murs des loupes d'effondrement, et les unités post-glissement qui remplissent ces structures et dont les expressions les plus anciennes sont accessibles dans les galeries.

Le manuscrit est organisé en quatre parties. La première expose brièvement le cadre général de l'étude et la place particulière de l'île de Tenerife dans le volcanisme canarien.

La seconde décrit les méthodes et approches mises en œuvre au cours de cette thèse :

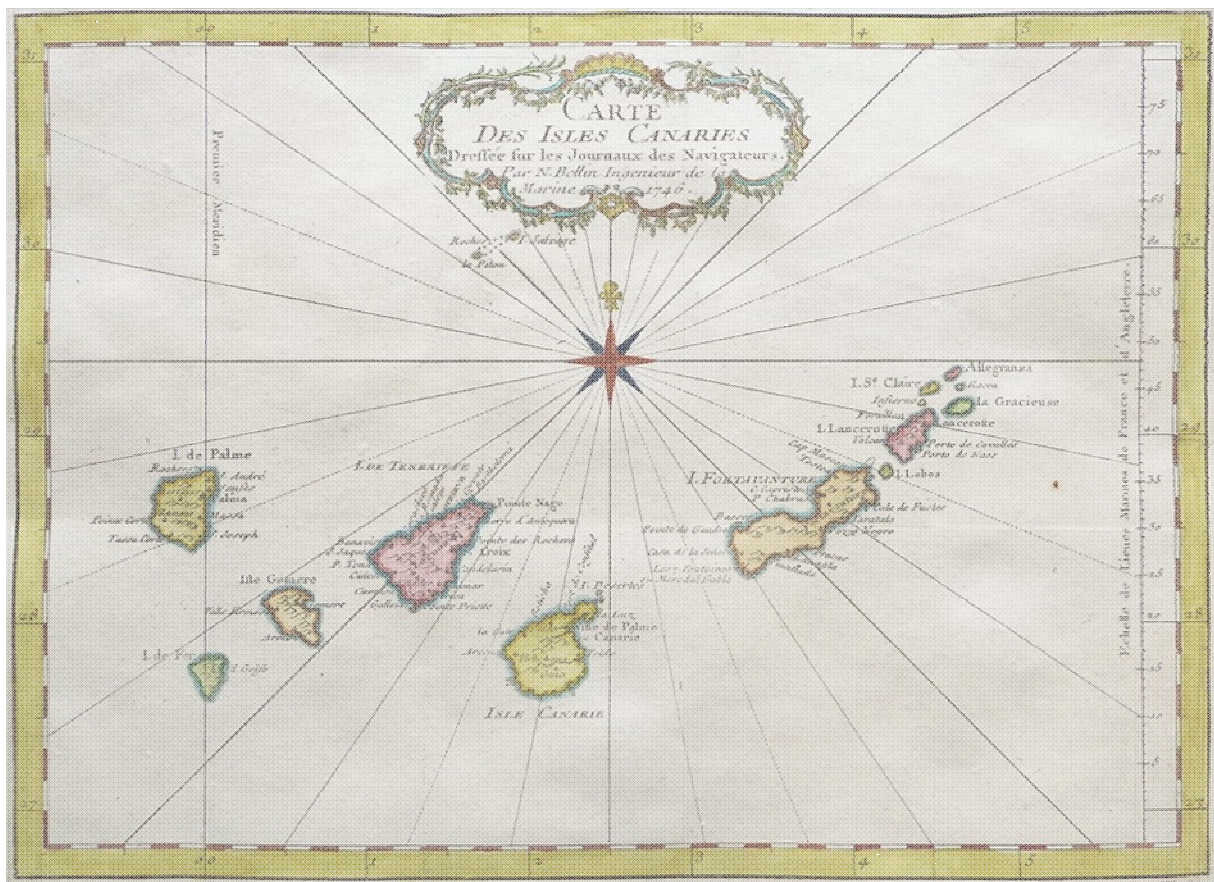
- Un important travail de terrain, au cours duquel nous avons reconnu et cartographié les principales unités, mesuré et analysé les réseaux filoniens et les discontinuités identifiables (discordances, paléosols), afin de comprendre la structure de la ride formée par la NERZ et effectuer un échantillonnage pertinent des différentes unités. Nous avons en particulier concentré notre échantillonnage sur les bases et les sommets des formations pré et post-glissement afin d'apporter des contraintes fortes sur la place de ces glissements dans l'évolution générale du volcanisme de Tenerife et caractériser la dynamique et la récurrence des phénomènes.
- La datation des échantillons prélevés sur phases séparées (mésostase volcanique, feldspaths alcalins) par la technique K-Ar Cassagnol-Gillot, particulièrement adaptée pour la datation d'échantillons volcaniques alcalins relativement jeunes (Gillot et al., 1994 ; Quidelleur et al., 2001 ; Lahitte et al., 2003 ; Hildenbrand et al., 2004; 2008). Elle nous permet de contraindre la récurrence des déstabilisations de flancs, la dynamique des phases de construction et des réponses éruptives aux glissements ainsi que d'examiner les relations spatio-temporelles entre le volcan de Las Cañadas et la Cordillera Dorsal.

- De nouvelles analyses géochimiques (majeurs et traces) sur 55 échantillons datés ou contraints stratigraphiquement dans des sections datées. L'essentiel des mesures ont été effectuées au Laboratoire Domaines Océaniques de Brest afin de comparer les produits des séries pré- et post-glissements, leurs sources, les processus pétro-génétiques associés, leur évolution au cours du temps et les mettre en relation avec les modes de transfert des magmas vers la surface et les processus éruptifs.
- Une étude géomorphologie quantitative permettant de reconstruire en 3D la géométrie de 1^{er} ordre des structures d'effondrement et de quantifier la dynamique des réponses éruptives (en volume), dont une description est donnée pour l'exemple d'Icod.

Les principaux résultats et discussions sont exposés sous forme d'articles dans la troisième partie du manuscrit. Le premier, intitulé « Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: new insights from the geomorphologic evolution of the Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary) », publié à *Geomorphology*, se focalise sur la dynamique de la réponse éruptive au grand effondrement d'Icod. Le second, intitulé « Recent large landslides on Tenerife (Canary Islands): timing, recurrence and propagation of slope instability », propose un modèle d'évolution de la NERZ, à partir de nouvelles contraintes chronologiques pour les glissements; un troisième article, « Time-integrated evolution of Las Cañadas Volcano and its North East rift-zone (Tenerife, Canary Islands). », intègre les données de géochimie à l'évolution du volcanisme de Tenerife au cours des 3 derniers Myr, mettant en évidence une alternance de l'activité des systèmes Las Cañadas et NERZ. Enfin, des résultats de simulations numériques préliminaires sont présentés sous la forme d'un article en annexes. Ces travaux, qui méritent d'être complétés/affinés, suggèrent un contrôle de la morphologie de la loupe de glissement sur la dynamique de propagation des avalanches de débris associées.

Enfin, la quatrième partie synthétise de manière concise les conclusions générales et les perspectives de l'étude. Nous montrons notamment que le travail entrepris sur Tenerife et le modèle d'évolution qui en découle sont potentiellement applicables à de nombreux autres îles océaniques, notamment aux Canaries.

I. Contexte géologique et travaux antérieurs



Carte de l'archipel canarien (Bellin, 1746)

I.1. L'archipel des Canaries

L'archipel des Canaries comprend sept îles principales et plusieurs îlots, seamounts et haut-fonds. Il s'étend sur près de 500 km au large des côtes marocaines entre les longitudes 13,5 et 18,5° W et sur 200 km entre les latitudes 27.5 et 29.5°N (Figure I.1 et I.2). Il s'est édifié sur la plaque africaine, quasi-stationnaire (Burke, 1996), à proximité de la marge continentale passive (Figure I.1). Toutes les îles sont néanmoins construites sur une croûte océanique d'âge Jurassique (Roest et al., 1992 ; Schmincke et al., 1998) sur laquelle repose une couche de sédiments variant en épaisseur de plus de 10 km, le long de la marge à environ 1000 m près de La Palma (Collier and Watts, 2001).

L'activité volcanique de l'archipel a probablement débuté au Miocène avec les phases sous-marines de l'alignement N20° des îles orientales (Lanzarote et Fuerteventura ; Figure I.1), dont les produits aériens les plus anciens sont datés à $25,4 \pm 0.3$ Ma (Muñoz et al., 2005) et les bancs de Conception (Figure I.1) et Amanay (ca. 17 Ma, Geldmacher et al., 2001 ; Ancochea et al., 2003). L'alignement E-W des îles occidentales suit cette phase de construction avec le développement du volcan bouclier de Gran Canaria au Miocène moyen (Van den Bogaard and Schmincke, 1998), puis celui des volcans boucliers de Tenerife et La Gomera, vers la fin du Miocène (Guillou et al., 2004 ; Paris et al., 2005). Sur plusieurs îles, les phases de construction robuste (shield-building stage) des boucliers sont suivies de périodes de quiescence de plusieurs millions d'années (Figure I.3). Gran Canaria et Tenerife ont ensuite développé des stratovolcans centraux différenciés au début du Pliocène (Ancochea et al., 1999 ; Guillou et al., 2004). Les îles de La Palma et El Hierro, les plus occidentales, ont émergé il y a moins de 2 Ma (Guillou et al., 1996 ; Guillou et al., 2001) et sont dans leur phase de construction précoce (Figure I.3). Le groupe de seamounts de Las Hijas, détecté au SO de l'île d'El Hierro, pourrait constituer l'expression la plus occidentale de l'archipel (Rihm et al., 1998).

La progression générale des âges des plus vieilles formations sub-aériennes de chaque île vers l'ouest (Figure I.2) suggère le déplacement de la plaque africaine au dessus d'un point chaud (Carracedo et al., 1998 ; Carracedo, 1999 ; Guillou et al.,

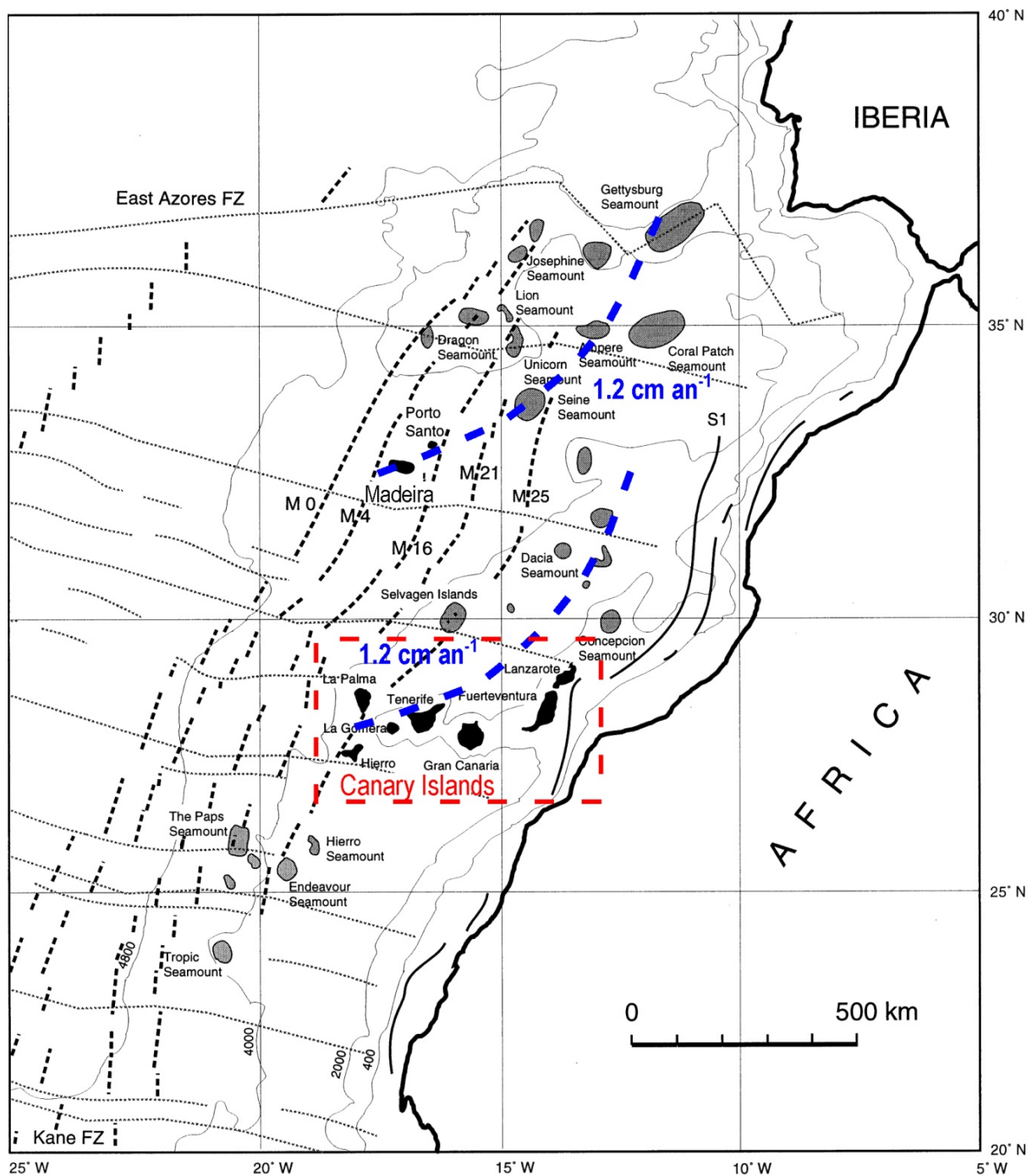


Figure I.1 : Carte de la province magmatique Nord-Atlantique (Ye et al., 1999). Les îles volcaniques sont ici représentées par les figurés noirs, les monts sous-marins par les zones grisées. Les lignes en pointillés fins représentent les zones de fractures de la croûte océanique. Les lignes en tireté correspondent aux anomalies magnétiques M0, M4, M16, M21 et M25 telles que définies par Verhoef et al. (1991). L'anomalie magnétique S1, interprétée comme l'anomalie liée à la fracturation continentale (Roeser, 1982) est représentée par la ligne noire épaisse. Des éléments de bathymétrie sont indiqués par les fines lignes noires. Les traces des points chauds de Madère et des Canaries, ainsi que les vitesses de déplacement de la plaque africaine calculées par Geldmacher et al. (2005) sont représentés par les lignes en tireté bleu. Le cadre rouge représente l'extension de la Figure 2.

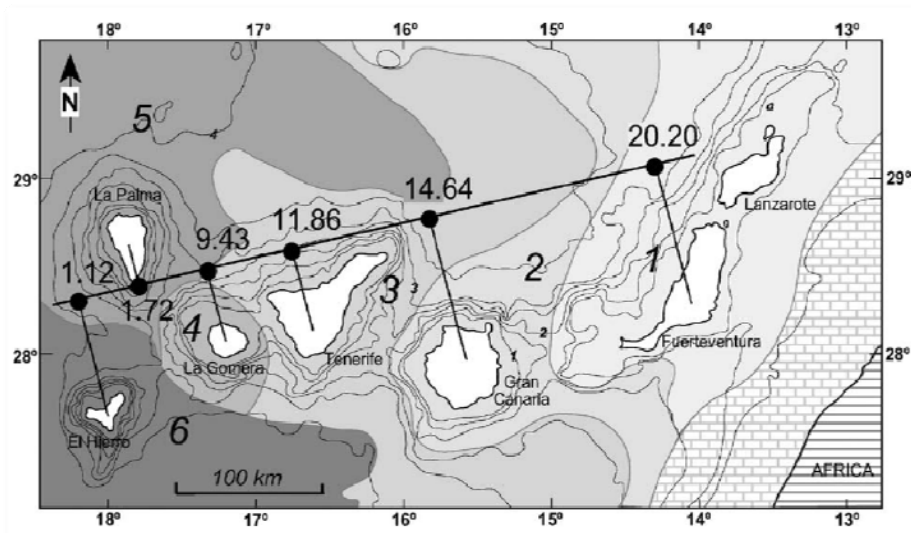


Figure I.2 : Progression des âges des plus anciennes formations datées à travers l'archipel des Canaries selon Guillou et al. (2004).

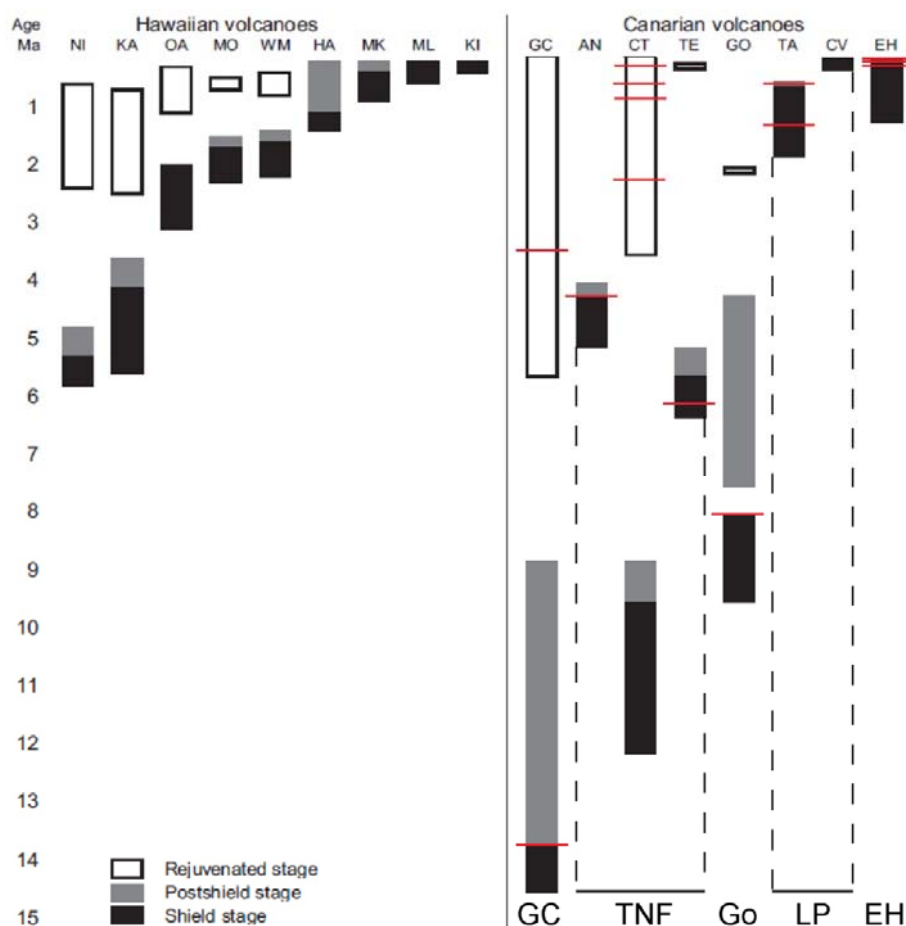


Figure I.3 : Chronologie des phases d'activité des îles occidentales de l'archipel canarien et comparaison aux données d'Hawaï (adapté de Paris et al., 2005). Les lignes rouges correspondent aux âges des glissements proposés dans la littérature. NI, Niihau; KA, Kauai; OA, Oahu; MO, Molokai; WM, O Maui; HA, Haleakala (E Maui); MK, Mauna Kea (N Hawaï); ML, Mauna Loa (SO Hawaï); KI, Kilauea (SE Hawaï); GC, Gran Canaria; TNF, Tenerife ; AN, Anaga (E Tenerife); CT, Tenerife centre; TE, Teno (W Tenerife), GO, La Gomera; TA, Taburiente (N La Palma); CV, Cumbre Vieja (S La Palma); EH, El Hierro.

2004) dont la position actuelle pourrait se situer au Sud Ouest de l'île d'El Hierro (Canas et al., 1995, 1998).

Cette progression est similaire à celle déduite du schéma d'évolution du point chaud de Madère (Geldmacher et al., 2001, 2005), situé 500 km plus au Nord. Dans le modèle de ces auteurs, les monts sous-marins de Dacia, Anika et Lars, au Nord de l'archipel canarien, sont attribués à la province volcanique des Canaries, définissant une vitesse de déplacement de la plaque africaine de 1,2 cm an⁻¹, concordante pour les deux archipels.

L'attribution du volcanisme canarien à un point chaud est en accord avec la chimie des magmas qui possèdent une signature enrichie (par rapport aux MORBs) de type HIMU, perturbée par un composant N-MORB (ex : Hoernle et al., 1991 ; Thirlwall, 1997 ; Gurenko et al., 2006). Cette signature a été interprétée comme l'interaction de magmas issus d'un point chaud avec le manteau supérieur appauvri (Hoernle et al., 1991), en accord avec les faibles rapports ³He/⁴He (<10 R_A) mesurés (Kellogg and Wasserburg, 1990 ; Perez et al., 1994). D'autre part, l'existence d'une anomalie thermique résiduelle, associée à un panache mantellique « fossile » a été mise en évidence sous la province volcanique Est Atlantique, dont les Canaries et Madère font partie (Hoernle et al., 1995).

Cependant, le point chaud des Canaries présente de nombreuses singularités par rapport au modèle classique de point chaud du type Hawaii (Wilson, 1963; Morgan, 1972; Clague and Dalrymple, 1987; Walker, 1990).

L'absence de bombement topographique ou d'anomalie positive du géoïde (Jung and Rabinowitz, 1986; Filmer and McNutt, 1989; Watts, 1994) est une différence notable avec, par exemple, les points chauds d'Hawaii, de la Société ou encore du Cap Vert. D'autre part, la charge des édifices volcaniques intra-plaque sur la lithosphère océanique conduit généralement à sa flexure et à la subsidence des îles, avec des flèches atteignant parfois plusieurs milliers de mètres. Bien qu'une flexure de la plaque ait été proposée par Collier and Watts sous les îles centrales (2001), l'archipel canarien ne montre pas d'évidence nette de subsidence importante, comme l'indiquent les plateformes d'abrasion marines, les paleo-plages, ou encore la présence de pillow lavas (d'âges Miocène à actuels) proches du niveau actuel de

l'océan (Ibarrola et al., 1991; Carracedo and Rodriguez Badiola, 1993; Carracedo and Soler, 1995 ; Carracedo et al., 1999 ; Ablay and Hurlimann, 2000). Par ailleurs, certaines des îles, par exemple La Palma, sont caractérisées par des phénomènes de surrection volcano-tectonique attestées par la présence de pillow-lavas et de séries marines perchées actuellement à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau marin (Staudigel et Schmincke, 1984; Staudigel et al., 1986; Hildenbrand et al., 2003).

L'une des différences les plus frappantes avec le modèle hawaïien est la distribution du volcanisme dans le temps et dans l'espace pour chacune de ces îles (Figure I.3). En effet, bien que l'âge du volcanisme décroisse globalement d'Est en Ouest dans l'archipel (Figure I.2), toutes les îles, hormis La Gomera, ont connu un épisode éruptif dans les 5 derniers ka (Schmincke, 1982). Les îles orientales (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria) possèdent donc des enregistrements éruptifs sur plus de 15 Myr (Figure I.2). Cependant, l'activité volcanique n'est pas continue sur de telles périodes et certaines îles présentent donc de plus ou moins longues périodes de quiescence pouvant atteindre jusqu'à 7 Myr. L'histoire prolongée et les multiples phases d'activité des différentes îles ont contribué à une très forte variabilité des produits magmatiques à l'échelle locale comme régionale (Hoernle and Schmincke, 1993). Cette distribution singulière par rapport au modèle classique d'évolution des îles volcaniques intraplaques peut être en partie liée au caractère quasi-stationnaire de la plaque africaine, ainsi qu'à son importante fracturation.

Toutes ces données ont amené Anguita & Hernan (2000) à proposer un modèle de genèse et d'évolution de l'archipel basé sur l'influence conjointe d'un panache mantellique « fossile » et de la tectonique régionale. Selon eux, une zone de cisaillement majeure passant par l'Atlas pourrait se prolonger en mer jusqu'aux Canaries (Figure I.4). Le jeu de ce faisceau au cours du temps donnerait lieu alternativement à des

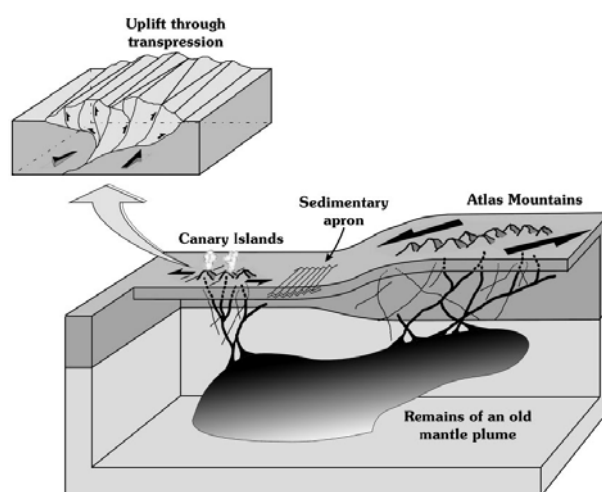


Figure I.4 : Modèle géodynamique de Anguita and Hernan (2000) pour l'archipel des Canaries.

épisodes de transtension - permettant la remontée de magma vers la surface - ou de transpression - expliquant les gaps d'activité qui jalonnent l'histoire éruptive de ces îles, et l'uplift observé au moins pour les îles orientales.

La morphologie des complexes éruptifs est largement contrôlée par la présence de rift zones selon des systèmes à trois branches à 120° (Carracedo et al., 1994), omniprésent dans ces édifices dès les premiers stades d'évolution, comme en témoigne, par exemple, la forme d'El Hierro (Figures I.2 et I.5). L'activité de chacune de ces branches est variable et résulte en un développement plus ou moins important de l'axe volcano-strucutal concerné dans la morphologie de l'île (e.g. : Carracedo et al., 1994 ; Carracedo et al., 1999). Ainsi, les rift-zones Sud de La Palma et Nord-Est de Tenerife sont devenus des axes majeurs de transfert des magmas et se sont développés jusqu'à former des rides topographiques particulièrement imposantes, localement appelées « *dorsales* » (Figure I.1 et I.2).

Aux Canaries, les grands glissements de flancs (Figure I.5) se sont développés perpendiculairement à ces structures ou à leur jonction (Carracedo et al., 1994 ; Carracedo et al., 1999 ; Carracedo et al., 2011) en réponse à la pressurisation mécanique et thermique des séries intrudées par les dykes (Elsworth et Voight, 1995 ; Elsworth et Day., 1999).

De tels effondrements latéraux, impliquant des volumes de plusieurs dizaines de km³ revêtent une importance particulière dans l'évolution de ces édifices volcaniques puisqu'ils sont susceptibles de déclencher des tsunamis de grande ampleur (Ward et Day, 2001 ; Whelan et Kelletat, 2003 ; Paris et al., 2005 ; Perez-Torrado et al., 2006 ; Lovholt et al., 2008 ; Giachetti et al., 2011) et engendrent, le plus souvent, une recrudescence de l'activité éruptive (ex : Navarro et Coello., 1989 ; Gillot et al., 2001 ; Carracedo et al., 2007 ; Longpré et al., 2009 ; Manconi et al., 2009 ; Carracedo et al., 2011).

Ces phénomènes, reconnus dans les Canaries à partir d'études géologiques à terre depuis les années 60 (Bravo, 1962 ; Navarro, 1974 ; Coello and Bravo, 1989 ; Navarro et Coello., 1989) ont fait l'objet de nombreuses recherches après la publication des premières données de géophysique marine, imageant leurs dépôts sur le plancher océanique (Watts & Masson, 1995, 2001 ; Masson, 1996 ; Teide

group, 1997 ; Urgeles et al., 1997, 1999 ; Funck et Schmincke, 1998 ; Krastel et al., 2001 ; Masson et al., 2002 ; Acosta et al., 2003). Près de 20 grands glissements ont ainsi été décrits dans l'archipel affectant principalement les îles occidentales (Figure I.3) avec pas moins de 6 événements pour la seule île de Tenerife qui présente au pied de son flanc Nord, un complexe de dépôts d'avalanches de débris dont le volume total est évalué à près de 1000 km³ (Watts et Masson, 1995).

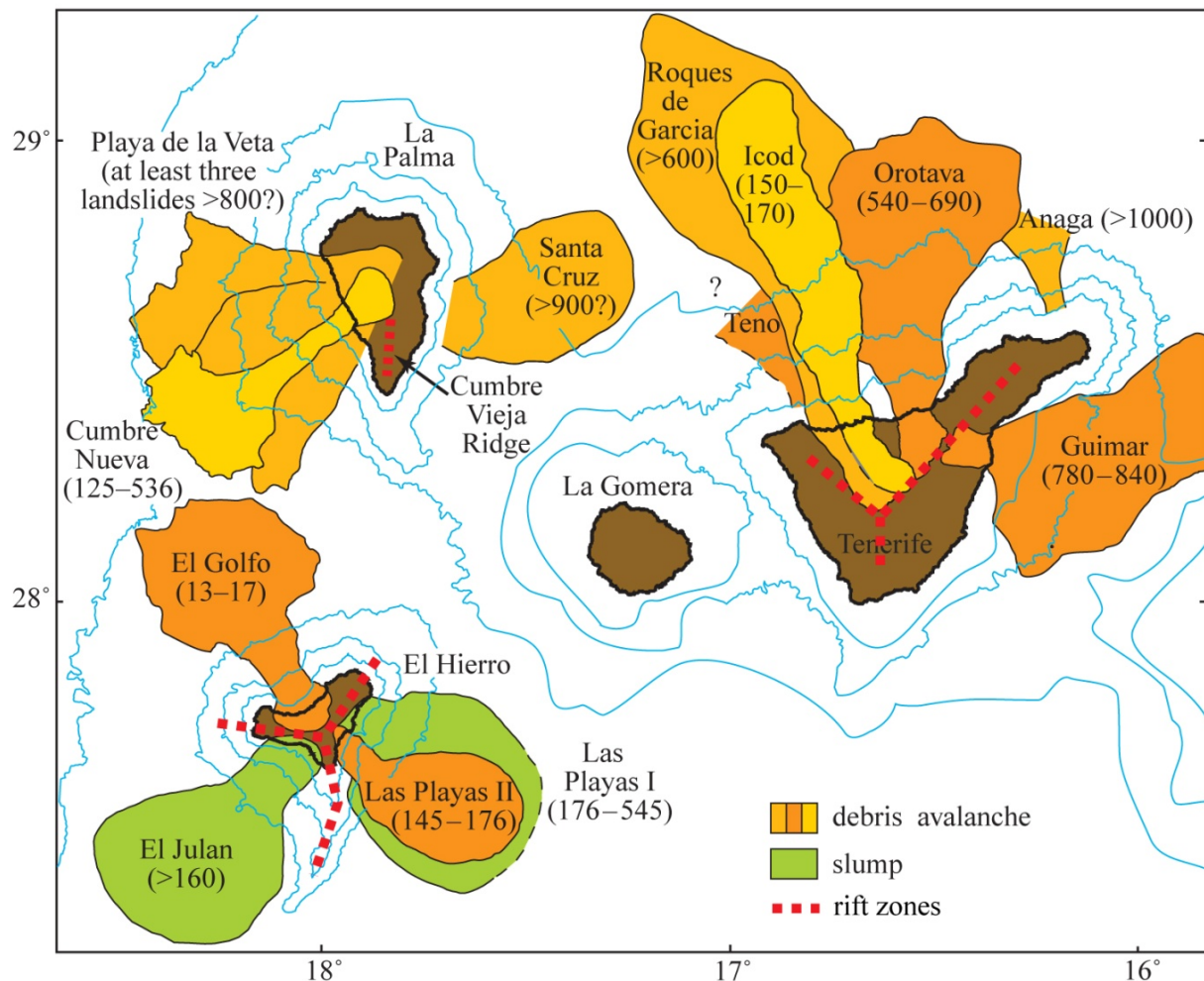


Figure I.5 : Distribution des dépôts de slumps et d'avalanche de débris sur le plancher océanique autour des îles Canaries (d'après Masson et al., 2006). Les estimations des âges de chaque glissement sont indiquées.

I.2. L'île de Tenerife.

Tenerife est la plus grande île de l'archipel des Canaries (2058 km²) dont elle occupe une position centrale (Figure I.2 et I.6). L'activité aérienne la plus ancienne est datée à 11,9 Ma et s'est prolongée jusqu'à l'actuel, avec des phases d'interruption plus ou moins prolongées (Ancochea et al., 1990, 1999 ; Guillou et al.,

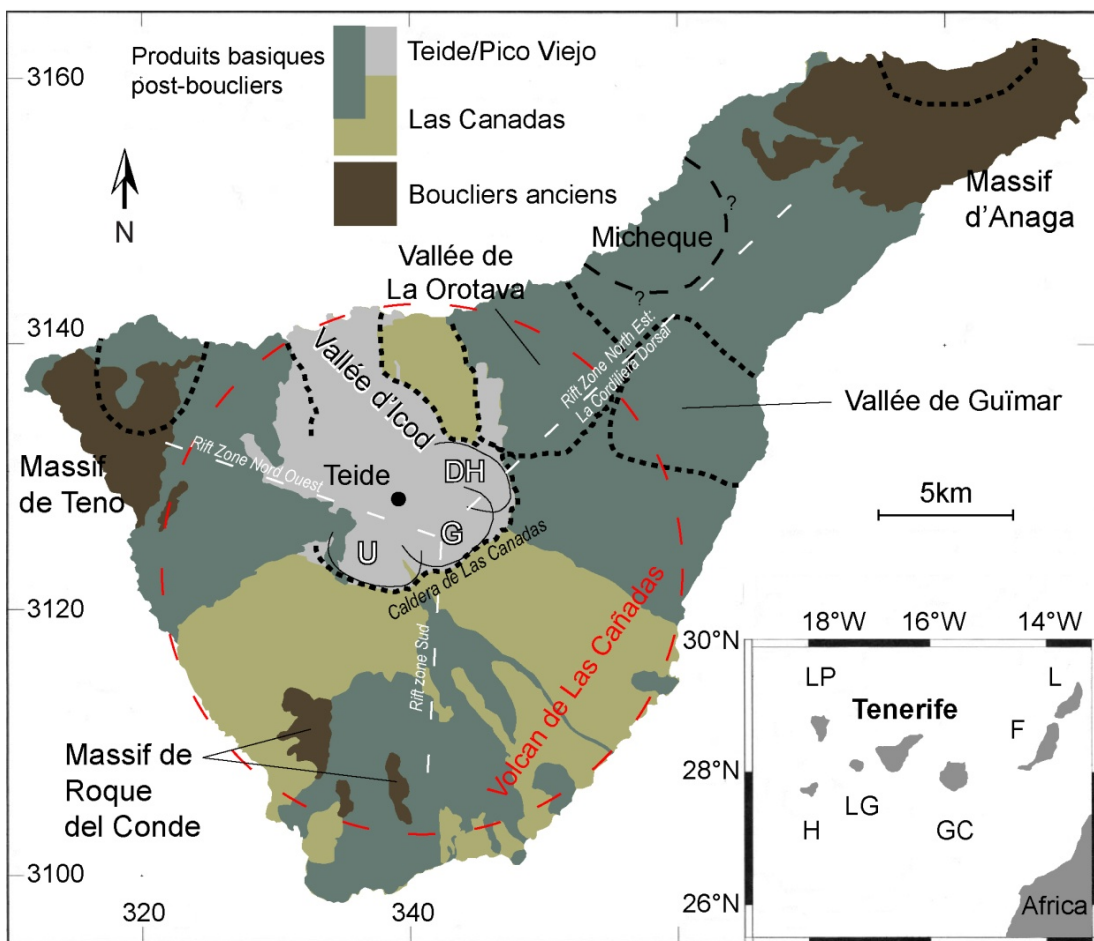
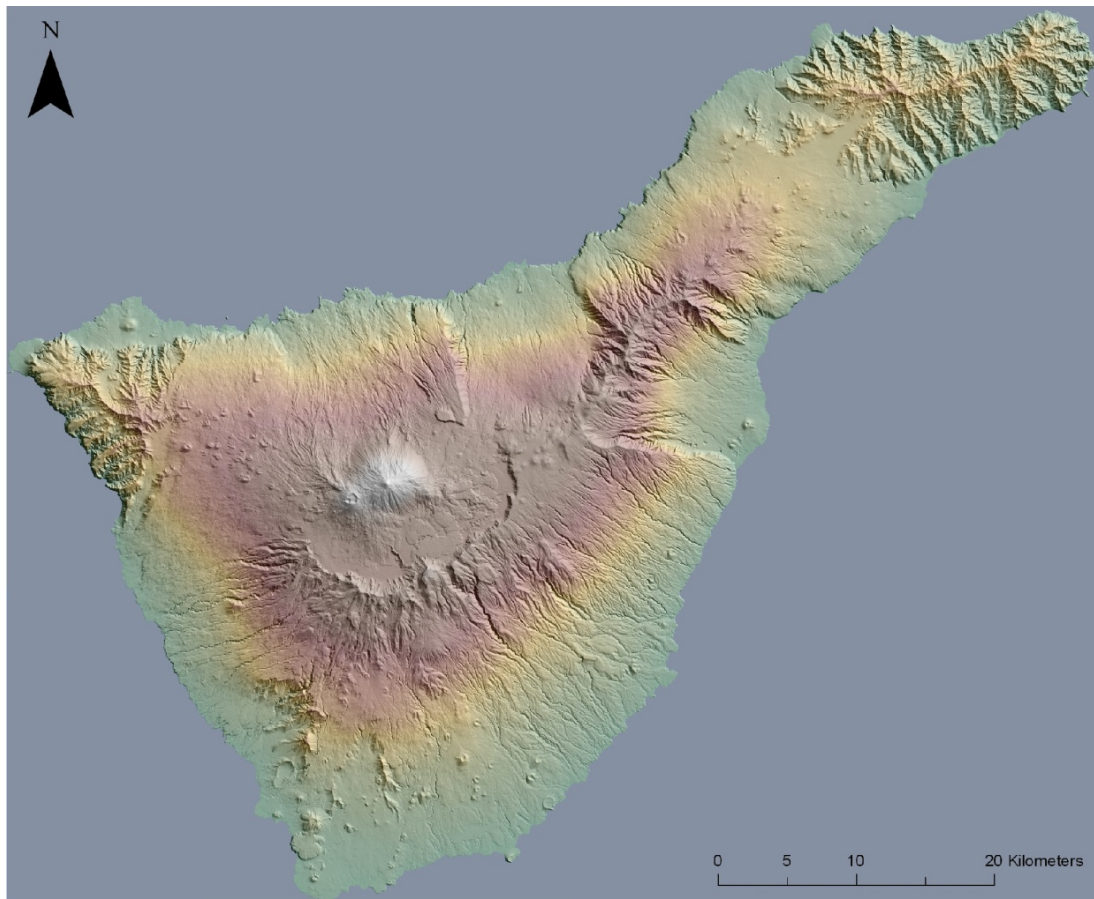


Figure I.6 :

Haut : représentation ombrée de la topographie de Tenerife calculée à partir d'un modèle numérique de terrain de 20 m de résolution avec un éclairage artificiel depuis la direction N45.

Bas : carte géologique simplifiée de l'île de Tenerife montrant les principaux édifices composant l'île (d'après Ablay et Marti, 2000). Les emplacements des calderas proposées par Marti et Gudmunsson (2000) sont reportées par les contours noirs fins ; D.H : Diego Hernandez ; G : Guajara ; U : Ucanca. Les contours en tireté représentent les limites des glissements proposés pour l'île de Tenerife. Les lignes blanches en tireté représentent les axes des trois rift zones. Les coordonnées sont en UTM, graduées en kilomètres. L'insert représente une carte de l'archipel. L : Lanzarote ; F : Fuerteventura ; GC : Gran Canaria ; LG : La Gomera ; LP : La Palma ; H : El Hierro.

2004 ; Carracedo et al., 2007). L'évolution précoce du complexe éruptif est marquée par la construction de trois boucliers basaltiques anciens : le massif de Roque del Conde ($11,86 \pm 0,17$ Ma – $8,95 \pm 0,13$ Ma ; Guillou et al., 2004), au Sud ; le massif de Teno ($6,11 \pm 0,09$ Ma – $5,15 \pm 0,07$ Ma ; Guillou et al., 2004), au Nord-Ouest ; et celui d'Anaga ($4,89 \pm 0,07$ Ma – $3,95 \pm 0,06$ Ma ; Guillou et al., 2004) au Nord-Est (Figure I.6). Dès les premiers stades d'évolution aérienne, la construction de Tenerife semble donc avoir été guidée selon une rift zone triple (géométrie à 120°) conférant à l'île sa forme particulière (Carracedo et al., 1994).

D'après des études géophysiques récentes, l'édifice de Roque del Conde constitue en réalité un grand volcan bouclier primordial (ex : Gottsman et al., 2009), dont l'extension est proposée jusqu'aux abords du massif d'Anaga (Carracedo et al., 2011). Ces édifices primordiaux représenteraient actuellement près de 90% du volume de l'île. L'activité ultérieure va se concentrer dans la partie centrale, à la jonction des différents massifs et l'édifice de Las Cañadas va se construire au cours des 3,5 derniers millions d'années (ex : Ancochea et al., 1990, 1999 ; Marti et al., 1994 ; Ablay et Marti, 2000) avec une alternance d'épisodes de construction et de destruction (Ancochea et al., 1999).

Le volcan de Las Cañadas (LVC), sa dépression sommitale (LCC) et son ultime phase d'activité, le Teide, ont fait l'objet d'études détaillées par de nombreux auteurs au cours des 20 dernières années (Ancochea et al., 1990, 1999 ; Brown et al., 2003 ; Edgar et al., 2007 ; Huertas et al., 1994, 2002 ; Marti et al., 1990, 1994, 1997 ; Mitjavilla et Villa, 1993). Ces études ont montré que le LVC a été caractérisé par d'importantes éruptions de magmas différenciés (trachytes et phonolites) tout au long de son histoire, dont l'éruption, parfois violemment explosive a pu être associée ponctuellement à des effondrements calderiques (Figure I.5 ; Marti et al., 1990, 1994, 1997 ; Bryan et al., 2000, 2002 ; Brown et al., 2003 ; Coppo et al., 2007 ; Edgar et

al., 2002, 2007). D'autre part, l'absence de formations anciennes dans la partie Nord du volcan (Ancochea et al., 1990, 1999 ; Cantagrel et al., 1999) ainsi que l'existence de discontinuités structurales profondes dans l'édifice (Bravo, 1962 ; Navarro et Coello, 1989 ; Aubert et Kieffer, 1996 ; Ancochea et al., 1999 ; Carracedo et al., 1994, 2006, 2007 ; Marquez et al., 2008 ; Coppo et al., 2009) plaident en faveur d'au moins deux épisodes de glissements de flancs majeurs durant l'histoire du volcan. Des études géophysiques ont permis de confirmer cette interprétation en imageant les dépôts des avalanches de débris associées jusqu'à une centaine de kilomètres au large des côtes (Watts et Masson, 1995, 2001 ; Teide group, 1997 ; Krastel et al., 2001). Ces différents événements ont découpé la paroi de la dépression sommitale actuelle, décrivant une demi-ellipse de 14 x 9 km indentée selon plusieurs sections en amphithéâtre appelées cañadas.

Dans le détail, l'histoire de Las Cañadas est répartie selon au moins trois phases éruptives successives avec une migration des locii éruptifs vers l'Est, séparées par des périodes de repos (Ancochea et al., 1999). La plus récente se caractérise par un regain d'activité le long de la rift zone Nord-Est (NERZ), construisant rapidement une ride topographique, la Cordillera Dorsal (CD) entre le volcan de Las Canadas et le bouclier ancien d'Anaga entre ca. 1,1 et 0,83 Ma (Ancochea et al., 1990 ; Carracedo et al., 2011). La distribution de part et d'autre de cet axe structural des loupes de glissement de La Orotava et Guïmar (Figure I.5), montre qu'il joue un rôle prépondérant sur l'évolution morpho-structurale récente de l'île. Cette construction rapide a apparemment été suivie par les deux glissements de Guïmar et Micheque flancs opposés en direction, adossés à la rift zone, à ca. 830 ka (Carracedo et al., 2011). Le glissement de La Orotava serait survenu plus tard, entre 690 ± 10 ka et 566 ± 13 ka (Carracedo et al., 2011). Ces auteurs proposent un scénario pour l'évolution des « dorsales » canariennes selon quatre étapes principales incluant :

- (1) la croissance de la ride topographique par accumulation de laves sur les flancs de la rift zone à partir d'éruptions le long de l'axe, développant un complexe d'alimentation constitué d'un réseau de dykes
- (2) l'effondrement des flancs de la ride bouleverse l'équilibre du système d'alimentation qui peut développer un système central en réponse à la perturbation

- (3) la décharge liée au glissement facilite l'ascension et l'éruption des magmas denses (mafiques et riches en cristaux) jusqu'alors piégés par la masse de l'édifice
- (4) la perturbation du système d'alimentation facilite la mise en place d'un système d'alimentation alternatif superficiel, facilitant la différenciation des magmas et conduisant à une transition vers l'éruption de magmas différenciés

Si l'activité se poursuit, un stratovolcan est susceptible de se développer jusqu'à atteindre une taille limite à partir de laquelle les éruptions ne pourront plus se produire que latéralement, réactivant les rift zones.

Un tel schéma d'évolution se produirait sur une période de l'ordre de 500 kyr, durant laquelle l'activité de remplissage des loupes de glissement pourrait durer de 150 kyr à 300 kyr (Carracedo et al., 2011).

Ce modèle rend compte de l'histoire de la NERZ au premier ordre. Cependant, cette rift zone n'est qu'un compartiment du système volcanique de Tenerife, dont le LCV est l'édifice principal. Les études précédentes montrent qu'il a connu plusieurs périodes d'activité intense au cours du développement de la NERZ, qu'il conviendrait d'intégrer au modèle. D'autre part, les âges, les volumes et les extensions des différents glissements demeurent mal contraints. Le glissement de La Orotava est par exemple encadré sur une période de près de 150 kyr, équivalente à la durée proposée pour les cycles d'activité de remplissage. Son volume varie, selon les descriptions, d'un facteur 2 à 3, et la réponse éruptive, négligeable pour Carracedo et al. (2011), atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur pour Hurlimann et al. (2004).

Des éléments de réponse peuvent être apportés par l'étude des galeries à usage hydrogéologique creusées par les habitants de l'île dès les années 1850 pour accroître les ressources en eau en réponse à l'accroissement de la population. En effet, le climat relativement sec (200 à 500 mm de pluie par an en moyenne) et l'infiltration rapide des eaux météoriques, ont conduit au creusement de 1052 boyaux sub-horizontaux (pentes $\approx 5\%$) d'environ 2m x 2m pénétrant les séries volcaniques jusqu'aux aquifères. La longueur totale de ces galeries avoisine aujourd'hui les 1800 km pour la seule île de Tenerife, fournissant un débit total estimé à près de 7000 L d'eau s⁻¹ (Servicio de Planificacion Hidraulica, 1991).

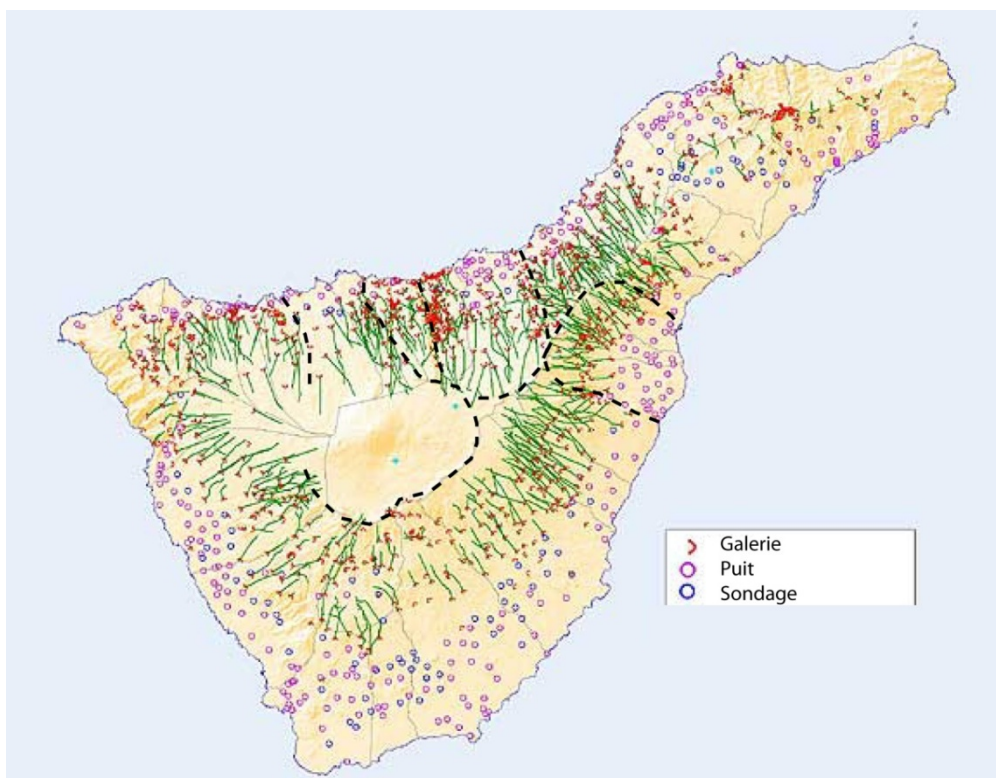
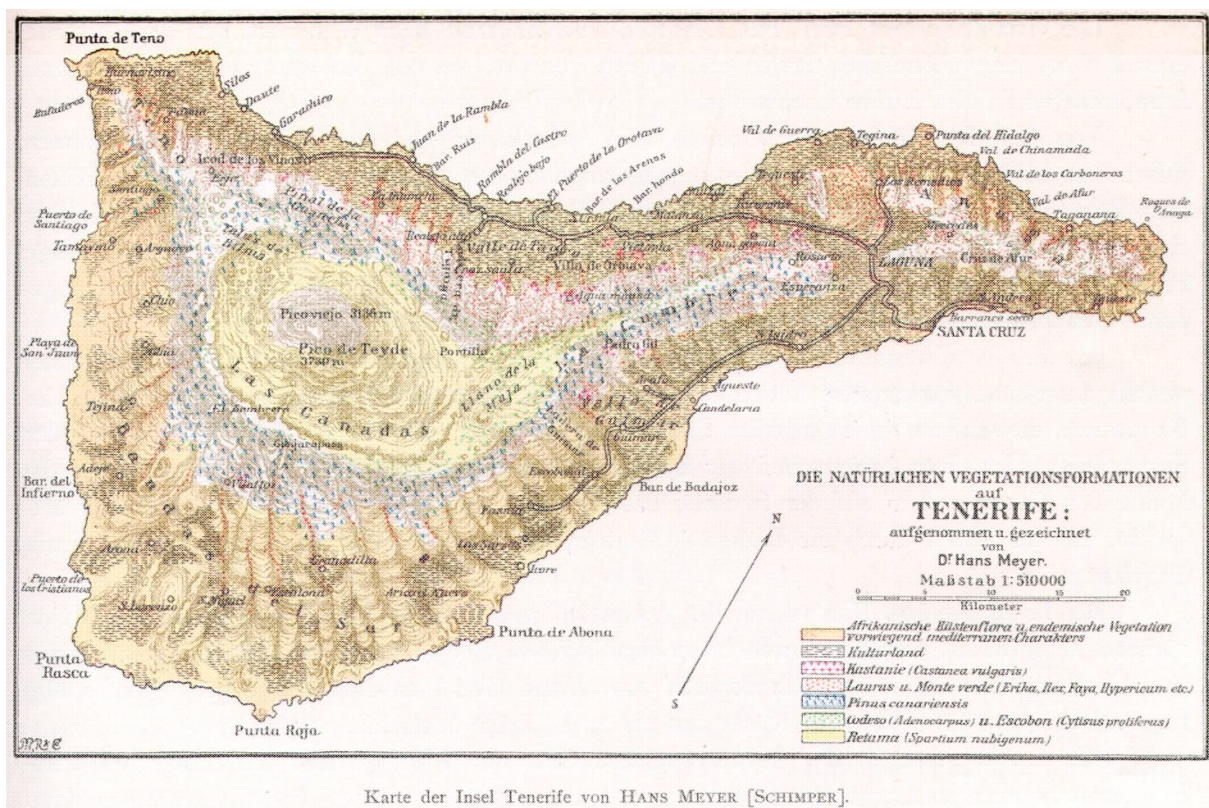


Figure I.7 : Carte représentant les ouvrages hydrogéologiques de l'île de Tenerife (d'après le Consejo Insular de Aguas de Tenerife).

Les galeries les plus productives sont situées dans les grandes vallées de Guïmar et La Orotava, ainsi que dans la vallée d'Icod (Figures I.6 et I.7). Ces galeries atteignent toutes des niveaux imperméables constitués de brèches volcanoclastiques chaotiques, contenant des éléments plus ou moins anguleux hétérométriques emballés dans une matrice fine de même nature que les blocs (Navarro et Coello, 1989). Ces niveaux de brèche, désignés sous le nom de mortalon par les mineurs, ont été interprétés comme des dépôts d'avalanche de débris (ex : Navarro et Coello, 1989 ; Ancochea et al., 1999 ; Hurlimann et al., 2004 ; Carracedo et al., 2007 ; Marquez et al., 2008 ; Carracedo et al., 2011) ou comme la surface de friction de la masse en glissement sur la série en place (Navarro, communication personnelle).

La corrélation des positions de ces brèches entre les galeries d'une même vallée permettent ainsi d'apporter des éléments sur la géométrie de cette surface représentant le substratum des séries de remplissage et donc sur leur volume. D'autre part, ces galeries offrent une opportunité unique pour l'étude de séquences complètes des séries de remplissage et permettent également l'échantillonnage de leurs éléments les plus anciens.

II. Outils et méthodes



II.1. Travail de terrain et échantillonnage

Ce chapitre « travail de terrain », est une description détaillée des unités structurales observées, de leurs relations, et de la stratégie d'échantillonnage. Nous l'avons illustré autant que possible de cartes et de photographies à différentes échelles. Pour cela, nous joignons au présent manuscrit, une planche détachable présentant une carte à l'échelle de l'île sur laquelle sont indiqués nombre de toponymes utilisés ainsi que les points d'échantillonnage.

Cependant, pour plus de commodité, nous conseillons au lecteur le portail en ligne de l'agence GRAFCAN, l'agence canarienne de cartographie, qui propose un ensemble de données consultables gratuitement à l'adresse suivante :

<http://visor.grafcan.es/visorweb/>

Ce portail comprend un couvert pour l'archipel en ortho-imagerie à résolution infra-métrique, des cartes topographiques à l'échelle 1:1000, ainsi que des ombrages de la topographie. Ce portail, basé sur un moteur Google Maps TM, offre une consultation aisée et intuitive de ce jeu de données et permet une navigation immédiate entre différentes échelles spatiales.

Pour étudier les relations entre le volcan de Las Cañadas et sa Rift Zone Nord-Est (Figure II.1), et la place des glissements de flancs dans leur histoire, nous avons très largement tiré parti des enregistrements prolongés de l'activité de ce système présents à l'affleurement dans les murs des loupes de glissement. Nous avons également profité de l'opportunité offerte par les centaines de kilomètres de galeries à usages hydrologique pour échantillonner les séries post-glissement.

Le mur de la caldera de Las Cañadas a fait l'objet d'études détaillées (e.g : Marti, 1990 ; Marti et al., 1994 ; Ancochea et al., 1999). Nous avons réalisé un échantillonnage ciblé de la paroi de Las Cañadas en prenant les bases et sommets des sections d'intérêt plus quelques formations clés pour définir une trame chronologique fiable pour l'édifice central.

La rift zone Nord Est a quant à elle bénéficié d'un traitement plus partiel par les études précédentes. Nous avons dû réaliser un travail de stratigraphie et de cartographie préalable, principalement dans la zone de l'axe de la rift zone, qui concentre des événements éruptifs de différentes périodes dont les produits s'enchevêtrent. Une partie de l'échantillonnage a été réalisée pour lever les interrogations subsistant sur certaines unités.

Une fois notre stratigraphie établie, nous avons échantillonné prioritairement les bases et sommets des unités pré-glissement pour contraindre le timing et la dynamique de leur construction. Un grand soin a également été apporté à la détermination des âges des glissements par leur encadrement entre les échantillons les plus jeunes recoupés par les loupes de glissement et les échantillons les plus vieux remplissant ces structures.

Les unités de remplissage des loupes de glissement de Tenerife sont très peu incisées et recouvrent souvent toute la surface de ces dépressions. Nous avons pu accéder à certaines galeries à usage hydrologique creusées dans ces successions et avons ainsi pu échantillonner des coulées extrêmement précoces pour les glissements de La Orotava et Icod. Dans le cas de Guïmar, nous n'avons pas pu accéder à ces galeries et avons tiré parti de l'incision plus marquée des unités de remplissage.

1. Las Cañadas.

La majeure partie de la chronologie qui sert de base à ces études a été réalisée avec la méthode K-Ar sur roche totale dont les résultats doivent être traités avec précaution (ex : Guillou et al, 2004).

1.1. L'édifice ancien.

Pour comprendre le schéma général d'évolution de l'île, et l'organisation spatio-temporelle des locii eruptifs, nous avons voulu nous assurer des âges des formations les plus anciennes de LCV. Pour cela, nous avons échantillonné les cañadas de La Angostura (stratigraphiquement l'une des plus anciennes formations), Boca de Tauce et El Cedro (Figure II.3).

La *cañada de La Angostura* (figure II.3), à l'Est de la caldera, est un mur de près de 300 m de hauteur, courant sur 1,5 km, entre la base de la *Mesa del Obispo* et le *Topo de la Grieta* (2502 m d'altitude). Ce mur est traversé par une discordance angulaire majeure (Figure II.5), présentant un fort pendage apparent ($\approx 40^\circ$) vers le NE. Nous avons échantillonné la formation la plus basse recoupée par cette discordance (2140 m). TNF10AC est une épaisse barre trachytique sub-horizontale au dessus de laquelle se succèdent des niveaux pyroclastiques et des coulées différenciées (Figure II.5).

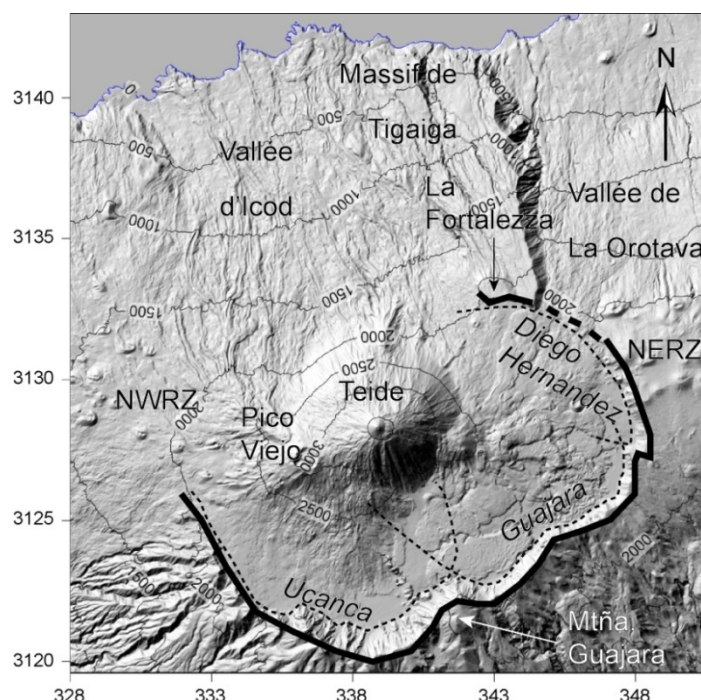


Figure II.2 : Topographie ombrée de la zone de la LCC. La ligne noire épaisse représente le mur de la LCC. Les lignes fines en tireté représentent les contours des calderas proposées par Marti et Gudmunsson (2000).

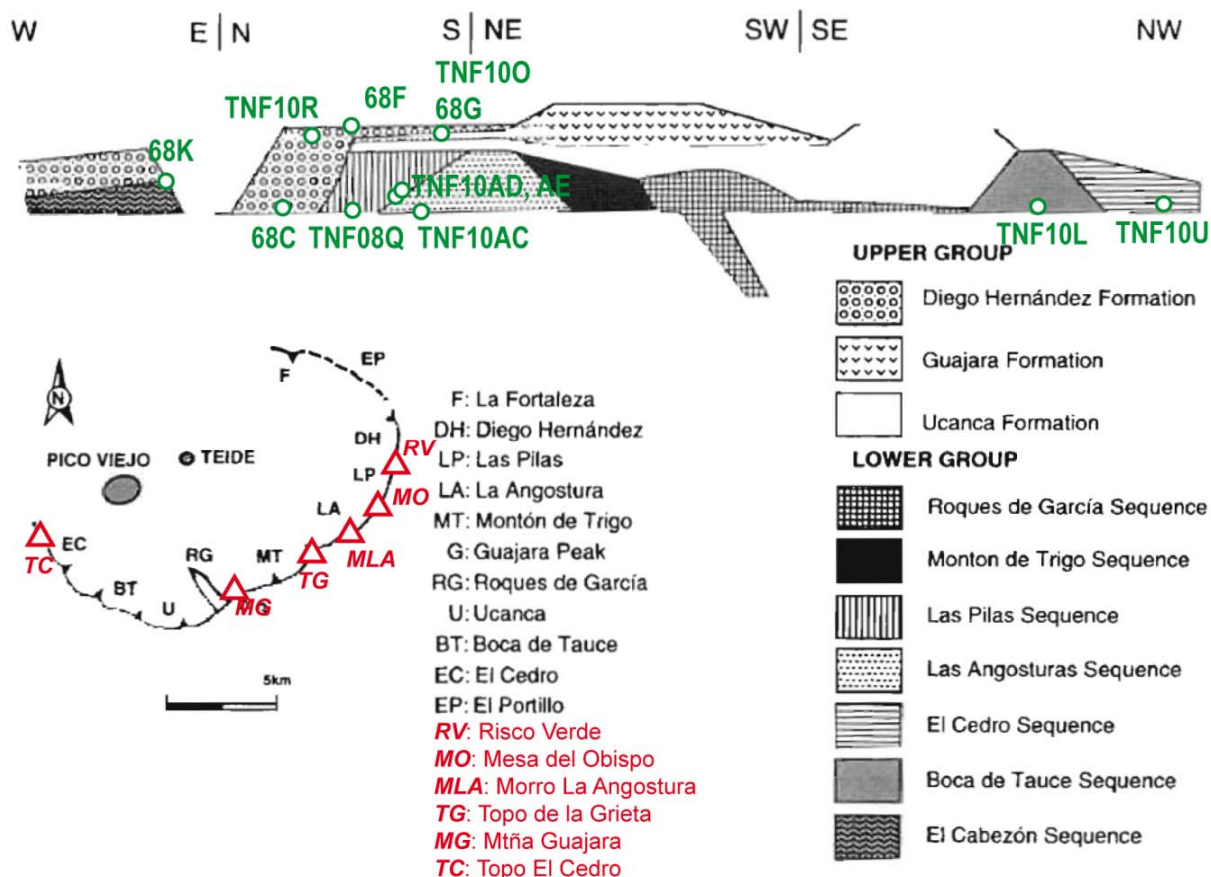


Figure II.3 : Stratigraphie de la paroi de la caldera de Las Cañadas telle que définie par Marti et al. (1994) sur laquelle nous avons ajouté les échantillons traités.

Les cañadas de *Boca de Tauce* et *El Cedro* (Figures II.3 et II.4) constituent la limite SW de la caldera. La formation de *Boca de Tauce*, stratigraphiquement au dessous de celle d'El Cedro, présente un pendage d'environ 30° vers le SW. Nous avons essayé d'échantillonner une coulée assez basse dans cette série. TNF10L (Figure II.4) est un échantillon d'une coulée mugearitique située dans le *barranco de Erque* (Figure II.1), le large canyon qui a entamé la paroi de *Las Cañadas* et met à l'affleurement des niveaux plus anciens que ceux qui apparaissent dans la paroi de la caldera.



Figure II.4 : site d'échantillonnage de la formation Boca de Tauce (TNF10L), dans le barranco de Erque ; au second plan, la formation d'El Cedro.

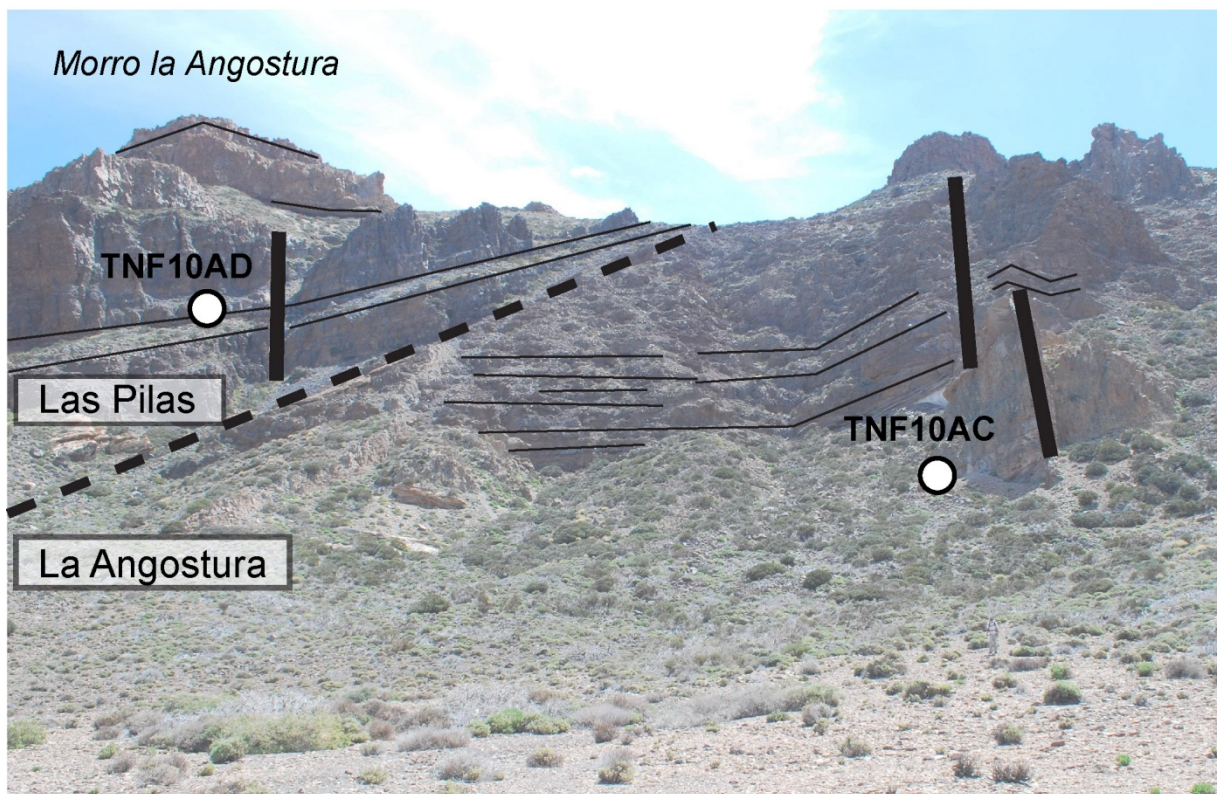


Figure 5 : vue de la partie centrale de la cañada de La Angostura. Le trait pointillé correspond à la discordance angulaire séparant les successions de La Angostura et de Las Pilas. La position des échantillons est notée par des ronds blancs, cerclés de noir. Les lignes noires épaisses symbolisent les dykes qui intrudent la paroi.

La formation d'*El Cedro* est constituée d'une succession de coulées épaisses (≈ 25 m) présentant un pendage d'environ 20° vers l'WSW. Elle est décrite par Ancochea et al. (1999) comme stratigraphiquement superposée à *Boca de Tauce*, qui les attribuent à deux phases distinctes de Las Cañadas, séparées par une période de quiescence de 0,6 Ma. Nous avons échantillonné une coulée à la base du *Topo El Cedro* (2260 m) qui constitue le point culminant de la cañada. TNF10U est une coulée phonolitique vitreuse à feldspath alcalins.

1.2. L'édifice récent.

Pour définir les périodes d'activité du volcan de Las Canadas et leur lien avec l'activité de sa rift zone NE, nous avons étudié la partie Est de la paroi de Las Cañadas, en échantillonnant les bases et sommets des cañadas de Las Pilas, formant le mur SE et celle de Diego Hernandez, constituant la paroi E. Le Massif de Tigaiga, et plus particulièrement sa paroi E, découpée par le glissement de La Orotava, a également été investigué en détail et fera l'objet d'une description dans la partie consacrée aux séries pré-glissement.

La cañada de Las Pilas jouxte celle de La Angostura et s'étend entre la Mesa del Obispo et Risco Verde (Figure II.3). Les deux formations sont séparées par une discordance angulaire au dessus de laquelle nous avons échantillonné deux coulées. TNF10AE est la coulée la plus basse accessible de la section de paroi située au dessus de la discordance. Il s'agit d'une benmoreite légèrement altérée et TNF10AD est une coulée mugearitique à feldspaths assez vitreuse, séparée de l'échantillon TNF10AE par moins de 10 coulées.



Figure II.6 : vue de la partie S de la cañada de Las Pilas à partir du Risco de la Pilas.

La section principale de l'unité de Las Pilas consiste en un empilement subhorizontal de coulées assez épaisses (>10 m) sur près de 250 m (Figure II.6). Nous avons échantillonné la deuxième coulée au dessus du plancher de la caldera (TNF08Q). Cette coulée est une phonolite contenant de nombreux feldspaths. Nous avons échantillonné le sommet de la pile au dessus du site d'échantillonnage de

TNF08Q. L'échantillon TNF10O est un basalte sub-aphyrique provenant d'une coulée d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Cette succession subhorizontale montre que le centre d'émission de la série se situait dans une zone à l'intérieur des murs actuels de la caldera de Las Cañadas, proscrivant l'existence d'une telle structure à l'époque de la formation de la séquence de *Las Pilas*. Un changement de pendage a été décrit par Ancochea et al. (1999) pour cette unité, qui vient napper les pentes SE du volcan de Las Cañadas avec un pendage semblable aux unités de la Cordillera Dorsal. Ceci est confirmé par l'existence de dykes phonolitiques très épais dont l'un (TNF08P), situé au pied de la Montaña Guajara a été daté dans la période de construction de Las Pilas (voir p. 258, 296, et 304).

La formation de *Diego Hernandez* a été décrite en détail par de nombreux auteurs (Marti et al., 1990, 1994 ; Mitjavilla et Villa., 1993 ; Ancochea et al., 1999 ; Wolff et al., 1999 ; Edgar et al., 2002, 2007) Il s'agit d'une succession d'environ 250 m d'épaisseur dans laquelle sont interstratifiées des coulées basaltiques et des niveaux ignimbritiques. Cette unité recoupe la succession de Las Pilas au niveau de *Risco Verde* (Figure II.3). Ce contact anormal a été expliqué par Marti et al. (1994) par l'existence d'une paléo-vallée incisant Las Pilas et remplie par la formation de Diego Hernandez. Hurlimann et al. (2001), proposent que Las Pilas ait été affectée par le glissement de La Orotava et que Risco Verde constitue une partie du mur arrière de ce glissement.

La chronologie de la succession pyroclastique a fait l'objet de nombreux travaux au cours de ces 20 dernières années (Mitjavilla, 1990 ; Marti et al., 1990, 1994; Mitjavilla et Villa, 1993 ; Bryan et al., 2000 ; Brown et al., 2003 ; Edgar et al., 2007) principalement grâce à la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des phénocristaux de feldspaths et est relativement bien contrainte. Cependant, les premières unités affleurant au dessus du plancher de la caldera sont des laves dont l'âge a été déterminé par la méthode K-Ar sur roche totale. Nous avons donc échantillonné l'une des premières coulées accessibles dans cette formation (68C) afin de vérifier la chronologie établie. Nous avons également prélevé la dernière coulée de la succession (TNF10R) afin de comparer les âges obtenus aux âges de niveaux pyroclastiques des formations l'encadrant.

L'ultime formation de l'unité au sommet de la pile est un niveau pyroclastique cendreuse contenant des xénolithes syénitiques. Il est associé à l'ignimbrite d'El Abrigo qui est un événement pyroclastique majeur, interprété comme l'événement à l'origine de la formation de la caldera de Las Cañadas. Le mécanisme de cet effondrement fait l'objet d'un débat scientifique intense entre les partisans d'un effondrement calderique vertical (Marti et al., 1990, 1994, 1997, 2000 ; Bryan et al., 2000 ; Edgar et al., 2002, 2007 ; Pous et al., 2002 ; Brown et al., 2003 ; Coppo et al., 2007) et ceux d'un glissement de flanc dirigé vers le N (Bravo, 1962 ; Navarro et Coello, 1989 ; Watts et Masson, 1995, 2001 ; Aubert et Kieffer, 1996 ; Ancochea et al., 1999 ; Cantagrel et al., 1999 ; Gillot et al., 2001 ; Carracedo et al., 1994, 2006, 2007 ; Boulesteix et al., 2008 ; Marquez et al., 2008 ; Coppo et al., 2008 ; Boulesteix et al., 2012). De nombreuses déterminations radiochronologiques ont été effectuées sur les dépôts distaux de cette ignimbrite, mais très peu ont été tentés sur cette formation qui recouvre la partie sommitale du volcan de Las Cañadas. Nous avons échantillonné des blocs de phonolite associés à ce niveau (68F) pour essayer d'apporter de nouvelles contraintes sur cet épisode.

2. La rift zone Nord-Est.

2.1. Unités morpho-structurales pré-glissements.

2.1.1. La proto-NERZ

La NERZ de Tenerife est connectée à la fois à LCV, construit sur le volcan bouclier central Miocène, au SW, mais également au bouclier Pliocène d'Anaga au NE (Guillou et al., 2004). Les affleurements les plus anciens de LCV sont situés à plus de 2300m d'altitude (Ancochea et al., 1999), tandis que les sommets du massif d'Anaga dépassent encore les 900 m, malgré la forte érosion qui l'a démantelé depuis la fin de son activité il y a 3,95 Ma (Guillou et al., 2004). Cependant, deux âges Miocène mesurés par Thirlwall et al. (2000) et Carracedo et al., (2011) pour des coulées précoces dans une zone externe du bouclier d'Anaga a conduit Guillou et al. (2004) à proposer l'extension du bouclier central Miocène jusqu'à Anaga, constituant ainsi une proto NERZ.

L'étude d'Ancochea et al. (1990) à l'échelle insulaire n'a pas fourni de traces d'activité pour la Cordillera Dorsal plus ancienne que 1,1 Ma. Les parties les plus anciennes de la NERZ sont uniquement accessibles au fond des galeries creusées dans les flancs de la CD à relativement basse altitude comme par exemple les galeries de Los Dornajos (770 m) et El Loro (320 m) (Carracedo et al. (2011). Ces galeries pénètrent à plus de 3000 m dans la succession des produits volcaniques du flanc N de la partie distale de la CD.

Nous avons eu accès à des échantillons prélevés par V. Soler dans la galerie *Cueva de las Colmenas* (510 m a.s.l), située à l'intérieur de la loupe de glissement de *Guimar* (Figure II.7). L'échantillon le plus profond (TV118), prélevé à 2410 m de l'entrée, est encadré par un niveau de mortalon (voir p.16). Cette position stratigraphique particulière peut s'expliquer par l'interception d'une irrégularité topographique de la surface de décollement par la trace de la galerie (Figure II.8). TV118 pourrait donc constituer un échantillon de la série ancienne.

Les échantillons situés au dessus de la mortalon, correspondant aux premières coulées de remplissage de la loupe de glissement de *Guimar* n'étaient pas exploitables pour des analyses géochimiques ou géochronologiques.

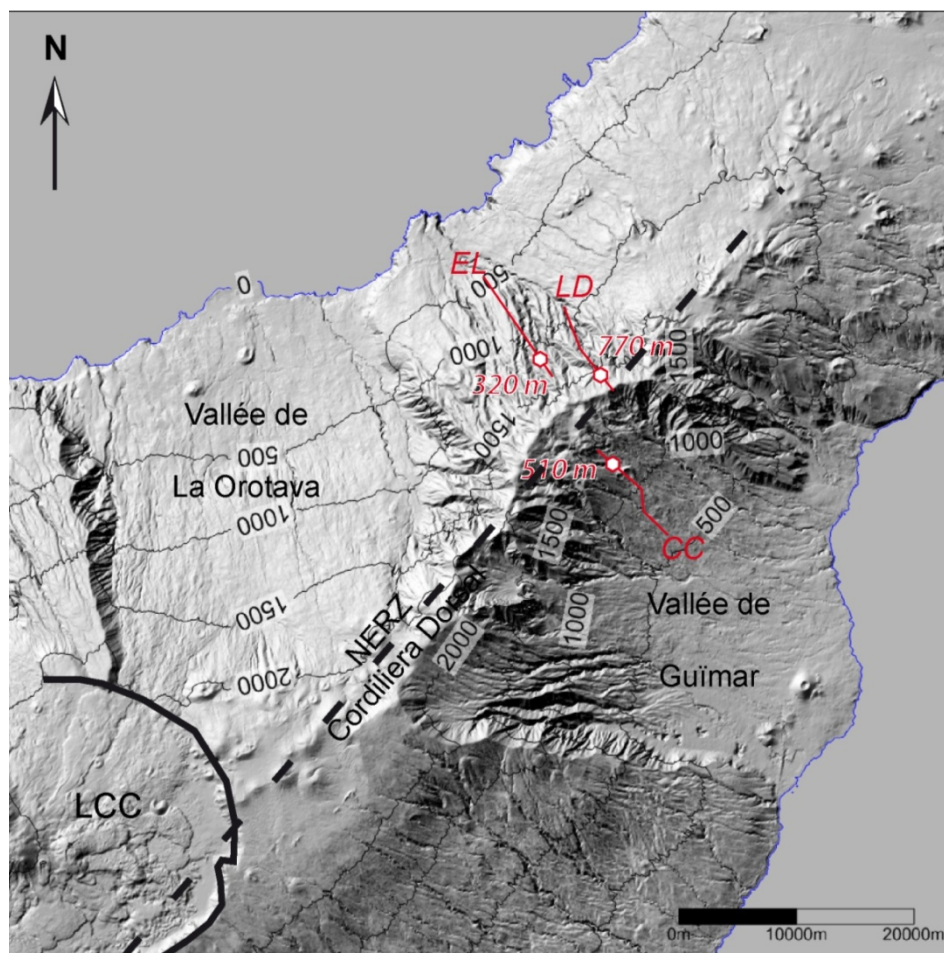


Figure II.7 : Représentation ombrée du relief de la CD. Le trait de côte est représenté par la ligne bleue. Le tracé des galeries dans lesquelles ont été décrits des affleurements de la série ancienne de la rift zone (hexagones blancs entourés de rouge) sont indiqués par les lignes rouges. EL : El Loro ; LD : Los Dornajos ; CC : Cueva de las colmenas. L'altitude des galeries est indiquée.

Les positions des contacts entre la série ancienne et la brèche décrite par Carracedo et al. (2011) et dans la galerie *Cueva de Colmenas* précisent l'extension minimale de la partie ancienne de la CD. Si l'on considère la pente formée par ces deux points, l'emprise de la NERZ aurait pu dépasser 6 km à 15 km de LCV pour une hauteur supérieure à 900 m il y a $2,71 \pm 0,06$ Ma (Carracedo et al., 2011).

Pour comparaison, ces dimensions sont comparables aux côtes actuelles de la pointe de la rift zone Sud de l'île voisine de *La Palma* au dessus du village de *Fuencaliente* situé à environ 12 km des premiers sommets de la RZ proprement dite, ou encore à la pointe de la branche occidentale d'*El Hierro*.

Bien que l'emprise et l'altitude de ce segment de la proto-NERZ soit très probablement sous-estimés par l'approximation réalisée, le volume d'un segment de 15 km de rift zone, caractérisé par une emprise de 6 km pour 900 m d'altitude représente un minimum de 80 km^3 .

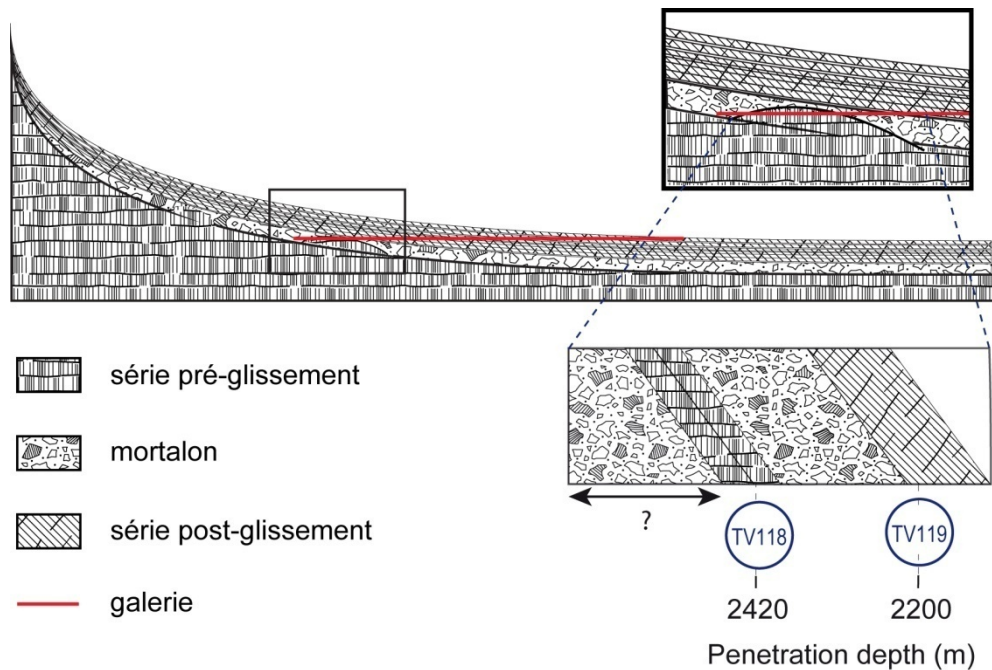


Figure II.8 : Interprétation de la stratigraphie de la galerie *Cueva de las Colmenas*

2.1.2. La Cordillera Dorsal

Les séquences pré-glissements sont principalement accessibles dans les parois latérales des loupes de glissement. Les murs arrière, correspondant à la NERZ, sont le siège de l'activité de remplissage ultérieure et les différentes unités stratigraphiques sont parfois difficiles à identifier. Des investigations aussi détaillées que le permet leur accessibilité ont été menées sur ces parois hautes de plusieurs centaines de mètres.

2.1.2.1. Parois de Guïmar

La paroi N de Guïmar forme un mur de 6 km de long, orienté N115 pour des hauteurs de moins de 200 m près de la côte à près de 600 m au *Topo de Amarnia* (figure II.9). Cette figure montre un empilement massif présentant un léger pendage ($\approx 15^\circ$) vers le SE. La section de paroi la plus proche de la rift zone a été partiellement remodelée par l'érosion après le glissement avec trois têtes de vallées en amphithéâtre qui l'ont fait reculer de plus de 200 m par endroits.

La partie distale de la paroi est constituée d'une trentaine de coulées assez peu épaisses, séparées par leurs brèches de progression, et présentant un léger pendage vers l'E. Ces laves sont des termes peu différenciés, fréquemment chargées en cristaux (olivines + pyroxènes) et relativement altérées.

La partie proximale de la paroi n'est accessible que par un chemin qui longe la NERZ à une altitude d'environ 1560 m avant de suivre la crête séparant la vallée de *Guïmar* et le *Barranco del Madrono* jusqu'au *Topo de Amarnia* (Figure II.10). La portion de ce chemin parallèle à la CD est relativement peu propice aux observations et à l'échantillonnage dans la zone de *Los Dormitorios* puisqu'elle traverse des unités post-glissement provenant de l'axe de la NERZ qui cascadenent dans la loupe de glissement et drapent la topographie. Cette section possède aussi un fort couvert végétal qui limite considérablement les observations.

La série pré-glissement n'apparaît clairement que dans la section du mur précédant l'entrée dans le cirque d'érosion *Cuatro Barrancos* qui a entaillé la succession sur près de 400m (Figure II.10). L'échantillon TNF08Z, prélevé parmi les premières coulées de cette section est une épaisse coulée (5 m) mugearitique sub-horizontale à amphiboles et pyroxènes. Elle est située environ 150 m sous le sommet d'*El Gaitero*, cartographié par Carracedo et al. (2011) comme appartenant aux unités post-glissement. Cet échantillon est séparé du sommet de la pile par environ 50 coulées entre lesquelles des niveaux stromboliens et quelques paléosols sont interstratifiés.

Nous avons prélevé la coulée sommitale de la succession affectée par le glissement de *Guïmar* (TNF08X) au *Topo de Amarnia* (Figure II.11). Cette coulée, une benmoréite aphyrique sub-horizontale, constitue la surface structurale de la paroi au niveau de ce sommet.

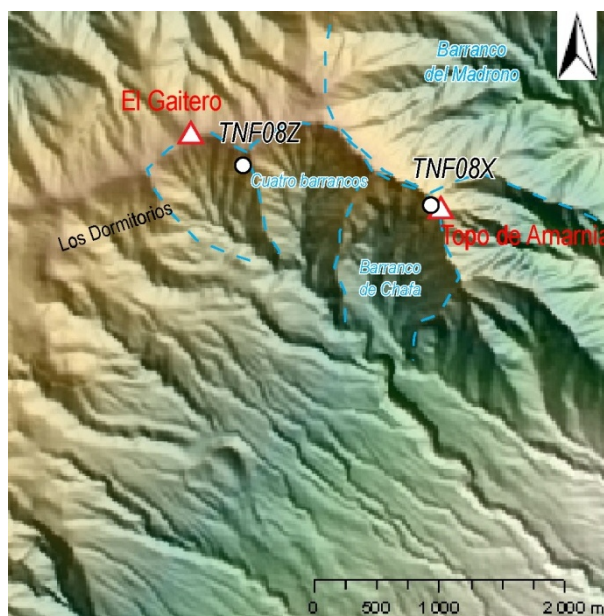


Figure II.10 : détail de la carte topographique de la paroi N du glissement de *Guïmar*.



Figure II.11 : Vue de la coulée TNF08X, formant le sommet de la pile volcanique au *Topo de Amarnia*.



Figure II.9 : Vue de la paroi nord de la vallée de Guïmar du village de Las Cuevecitas près d'Arafo. Le champ de la photo représente les 6 km de la paroi. La partie inférieure de la photo englobe les produits de remplissage de la loupe de glissement par l'activité volcanique postérieure.

En amont du *Topo de Amarnia*, stratigraphiquement au dessus de TNF08X, on trouve une formation très épaisse (≈ 50 m) composée de cristaux d'olivine et pyroxènes agglomérés dans une matrice pulvérulente altérée dans laquelle nous n'avons pas été en mesure de trouver un échantillon exploitable pour nos analyses. Cette unité, prismée par endroits, crée un front topographique au dessus du *Topo de Amarnia* mais se poursuit ensuite sans brusque changement de pente jusqu'à l'axe de la NERZ. Carracedo et al (2010), cartographient cette crête comme une unité postérieure au glissement de Guïmar jusqu'au point d'échantillonnage de TNF08X surmontée par une unité dont le figuré ne correspond à aucune unité dans la légende.

La partie supérieure de la série ante-glissement investiguée dans la paroi N de Guïmar est caractérisée par une très forte proportion d'intrusions. Plus de 100 dykes ont été observés et mesurés dans cette formation sur la portion accessible par le chemin soit près de 4 km d'affleurement. Cette proportion d'intrusion confirme les données présentées par Carracedo et al. (2011) dans la carte géologique publiée en supplément. Ces intrusions sub-verticales sont orientées principalement dans la direction N40 (figure II.12) qui correspond à l'orientation générale de l'axe de la NERZ. Les orientations mesurées sont en accord avec les données présentées dans la carte de Carracedo et al. (2011), mais en contradiction avec l'article qui parle d'un groupe d'orientation N10 prédominant dans la paroi de *Guïmar*. Cette direction est très minoritaire à la fois dans notre set de données ($< 5\%$) et dans celui représenté sur la carte de Carracedo et al. (2011) où seulement 2 dykes apparaissent avec une telle orientation dans la paroi N.

L'épaisseur moyenne des dykes mesurés est d'environ 1 m, mais peut atteindre jusqu'à 5 m. L'extension horizontale de la section de paroi provoquée par les intrusions mesurées peut être calculée en sommant la contribution de l'épaisseur de chaque dyke à un azimut α le long d'un profil (Ferrari et al., 1991 ; Marinoni, 2001). Le profil mesuré doit être aussi parallèle que possible à la direction principale d'extension. Les dykes mesurés le long du chemin montrent que la direction principale d'intrusion est N45 (figure II.12). L'extension provoquée se fait donc selon l'azimut N135. Le chemin franchit la crête entre la *Valle de Guïmar* et le *Barranco de la Madrono* au niveau du *Topo de Amarnia* en formant une épingle à cheveux dont les deux branches, séparées d'environ 350 m, sont globalement orientées N135

(Figure II.12). Les conditions d’affleurement sur ces deux branches ont conduit à la mesure de 25 dykes côté *Guïmar* et 34 du côté du barranco sur des distances différentes. Nous avons considéré chacune de ces branches comme un profil indépendant. L’intrusion d’un dyke d’épaisseur T dans la direction α produit une extension D du profil d’azimut β , donnée par :

$$D = T \sin(\beta - \alpha)$$

La proportion d’extension totale le long du profil due à l’intrusion de dykes est donnée par la somme de la contribution de chaque dyke, pondérée par la longueur du profil mesuré.

Le profil situé du côté de *Guïmar* a subi une extension totale d’au moins 20 m pour une distance de 700 m, soit près de 3% (Figure II.12). Le profil côté barranco produit un résultat similaire avec une extension totale d’au moins 35 m pour une longueur de 1200 m. Deux profils plus courts (370 et 280 m) peuvent être réalisés sur des portions du chemin, orientées N110 et N135 situées plus près de l’axe de la rift zone. Les taux d’extension calculés pour ces deux profils sont d’environ 5 % et 4%, légèrement supérieurs aux résultats précédents. Ces résultats sont du même ordre de grandeur que ceux de Marinoni et Gudmunsson (2000) pour les boucliers anciens de Teno et Anaga (4% et 6% respectivement), avec des profils plus longs que ceux que nous avons pu réaliser ici (1800 à 4500 m).

La partie distale de la crête, au-delà du *Topo de Amarnia* est difficilement accessible et nous n’avons pas pu observer l’extension du faisceau de dykes de la NERZ au-delà de $\approx 1,5$ km de l’axe. Cette observation concorde avec les données publiées dans la carte de Carracedo et al. (2011) qui ont mesuré des dykes sur le versant opposé du *Barranco de Madrono* jusqu’à une distance équivalente. D’autre part les investigations menées depuis le fond du *Barranco de Madrono* n’ont révélé qu’une activité intrusive limitée dans les parties distales du flanc.

La paroi S de *Guïmar* s’étend sur 11 km selon un azimut N100 entre le sommet d’*Izaña* et l’océan, formant un angle d’environ 15° avec la paroi N. La hauteur moyenne de l’empilement dépasse 400 m, atteignant 800 m au niveau du *Llano de Las Chozas*. La hauteur de cette paroi par rapport à celle de la paroi N s’explique par le très impressionnant *Barranco de Tagüigo*, incisé à l’interface entre la paroi et les produits de remplissage de la loupe de glissement.

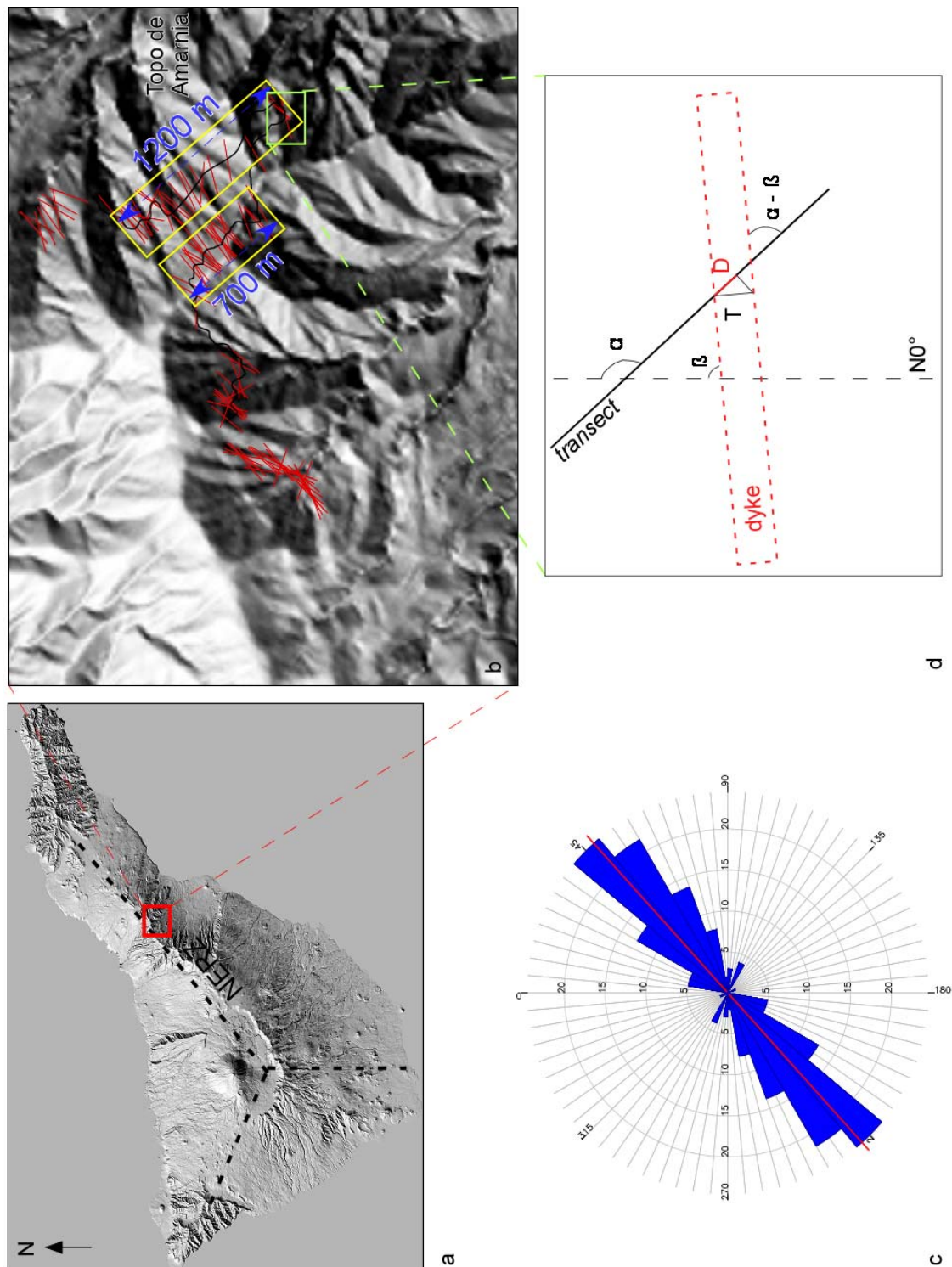


Figure II.12 :

a : carte de localisation des profils de mesure des dykes

b : carte présentant les deux profils de mesure des dykes (encadrés en jaune) le long de la paroi N de Guïmar selon lesquels ont été calculés les taux d'extension. Les dykes mesurés sont représentés par les lignes rouges. La ligne noire représente le chemin empreinté qui longe la paroi.

c : rose diagram représentant les orientations des dykes mesurés dans la partie supérieure de la série volcanique constituant la paroi N de Guïmar, le long de la crête séparant la vallée de Guïmar du barranco del Madrono (Figure II.10). Ce diagramme a été réalisé à partir d'une population de 102 dykes. La largeur des « pétales » du diagramme vaut 10°. La ligne rouge représente la moyenne de l'orientation de la population considérée. Les effectifs de chaque classe sont donnés en pourcent.

d : schéma illustrant la méthode de calcul de la dilatation associée à l'intrusion d'un dyke le long d'un profil d'après Ferrari et al., (1991).

Un chemin d'accès à la galerie *La Paloma* (Figure II.27) a été aménagé dans la paroi, donnant accès à une coupe de près de 450m dans une position légèrement plus distale que celle décrite pour la paroi N. La base de ce mur est recouverte de dépôts de pentes qui masquent les coulées les plus basses. La première coulée échantillonnable (TNF10F) est une hawaïite contenant des phénocristaux d'olivine et de pyroxène résorbés et fracturés. Elle surmonte un paléosol rouge assez épais à 1320 m d'altitude. Les coulées du bas de la paroi rencontrées sur le chemin ont une épaisseur moyenne de deux à trois mètres jusqu'à une altitude d'environ 1400 m ($\approx 2/5$ de la hauteur de la paroi). Cet empilement laisse place à une succession de coulées inframétriques d'environ 50 m d'épaisseur à son tour surmonté d'un paléosol rouge. Les coulées suivantes retrouvent une épaisseur comparable à celle du bas de la paroi. Nous avons échantillonné l'une des premières coulées au dessus du paléosol, à environ 1470 m d'altitude. TNF10G est un basalte à olivines et pyroxènes présentant un léger débit en lauzes. Il contient des xénolites composés de grosses olivines et pyroxènes. Nous suspectons également la présence de grenat sur certaines sections, mais celle-ci n'a pu être confirmée en lame mince, les cristaux repérés n'ayant pas survécu au polissage. Ces coulées sont séparées par des niveaux de pouzzolane d'ampleur variable, parfois pluri-métriques. Ces niveaux gagnent en fréquence et en importance vers le sommet de la pile, matérialisé par l'échantillon TNF08R, un basalte à olivines et pyroxènes très vacuolaire, qui n'a pas été retenu pour nos analyses.

TNF08R a été échantillonné dans le talus formé entre la surface structurale et un chemin qui longe la paroi à une altitude d'environ 1700 m, traversant la succession et offrant une coupe plus proximale. Après avoir traversé une succession de coulées et de niveaux stromboliens, nous avons échantillonné une nouvelle coulée sur ce chemin située plus de 100 m sous la surface structurale. TNF08S est un basalte à olivines et pyroxènes très frais dont la position stratigraphique doit, compte tenu du pendage général de la pile ($\approx 10^\circ$ E), être légèrement au dessus de TNF10G.

Pour nous assurer d'encadrer au mieux l'âge du glissement de *Guïmar*, nous avons prélevé de nouveau le sommet de la paroi dans une position proximale par rapport à l'axe de la CD. TNF08T est la coulée sommitale de la *Montaña Cobre* (Figure II.13), située à ≈ 1 km d'*Izaña*. Il s'agit d'un basalte à olivines et pyroxènes d'une dizaine de mètres d'épaisseur à pendage sub-horizontal.

Bien que la paroi Sud de *Guimar* soit située près de *Las Cañadas* (6 km entre *Izaña* et la *Cañada de Diego Hernandez*), et dans les premiers kilomètres de la *Cordillera Dorsal*, le système intrusif y apparaît bien moins développé qu'au niveau de la paroi N pour laquelle nous avons observé une grande quantité de dykes près



Figure II.13 : Vue du site d'échantillonnage de la coulée TNF08T, au sommet de la paroi S de *Guimar*.

de l'axe de la *NERZ* (< 2 km). Malgré la difficulté d'accès de cette zone pour la paroi S, les observations à distance et l'examen détaillé de photographies aériennes haute résolution (≈ 40 cm pour la plupart des clichés, < 15 cm pour la partie de la paroi située sous *Izaña*) disponibles sur l'application en ligne de l'agence canarienne pour l'information géographique GRAFCAN (<http://visor.grafcan.es/visorweb/>) n'ont révélé l'existence que d'une dizaine de dykes entre *Izaña* et la *Montaña Arguaso*, soit une distance d'environ 3 km. Leur orientation semble correspondre à celle de la *NERZ*.

La série observée est continue et présente un faible pendage. La stratigraphie est perturbée localement au niveau du *barranco* situé juste en amont de la *Montaña Cobre* (figure II.14). Sur la figure II.15, on peut observer une discordance angulaire entre des dépôts bréchiques lités, avec un pendage apparent d'une dizaine de degrés vers le SE, concordant avec le pendage général de la série constituant la paroi, sur lesquels viennent se biseauter des coulées relativement fines sub-horizontales. Au dessus de cette discordance, les coulées les plus élevées et notamment l'épaisse coulée sommitale semblent remplir un paléo-relief.



Figure II.15 : Vue du versant S du barranco incisant la séquence supérieure de la paroi S de *Guimar* sous la *Montaña de Roque*.



Figure II.14: Vue de la paroi Sud de la vallée de Guïmar depuis Yegüita Blanca à l'axe de la Cordillera Dorsal, à 2,5 km au NE d'Izaña. Les lignes rouges en tiret représentent les tracés des chemins traversant la paroi emprunté pour l'échantillonnage. Les points d'échantillonnage visibles sur ces vues sont marqués par des cercles.

Cette encoche très nette dans la paroi se situe sur le parcours de la fissure éruptive qui a produit les éruptions de 1704-1705 (alignements de *Siete Fuentes*, *Fasnía* et volcan d'Arafo). Cet alignement peut également être tracé jusqu'au groupe de cônes plus ancien de la *Montaña de Colmenas* et vient tangenter le mur arrière de *Las Cañadas*. Galindo et al. (2005) décrivent l'existence d'un grabben dans LCC dont l'une des failles correspondrait au mur arrière. Ces auteurs proposent que cette structure ait été active pendant au moins 500 kyr et soit une prolongation de la CD. Le linéament observé a produit des éruptions historiques et pourrait avoir été actif lors de la construction de la série pré-glissement de la paroi S de *Guïmar* puisque les coulées sommitales de la pile semblent remplir un paléo-barranco (figure II.15).

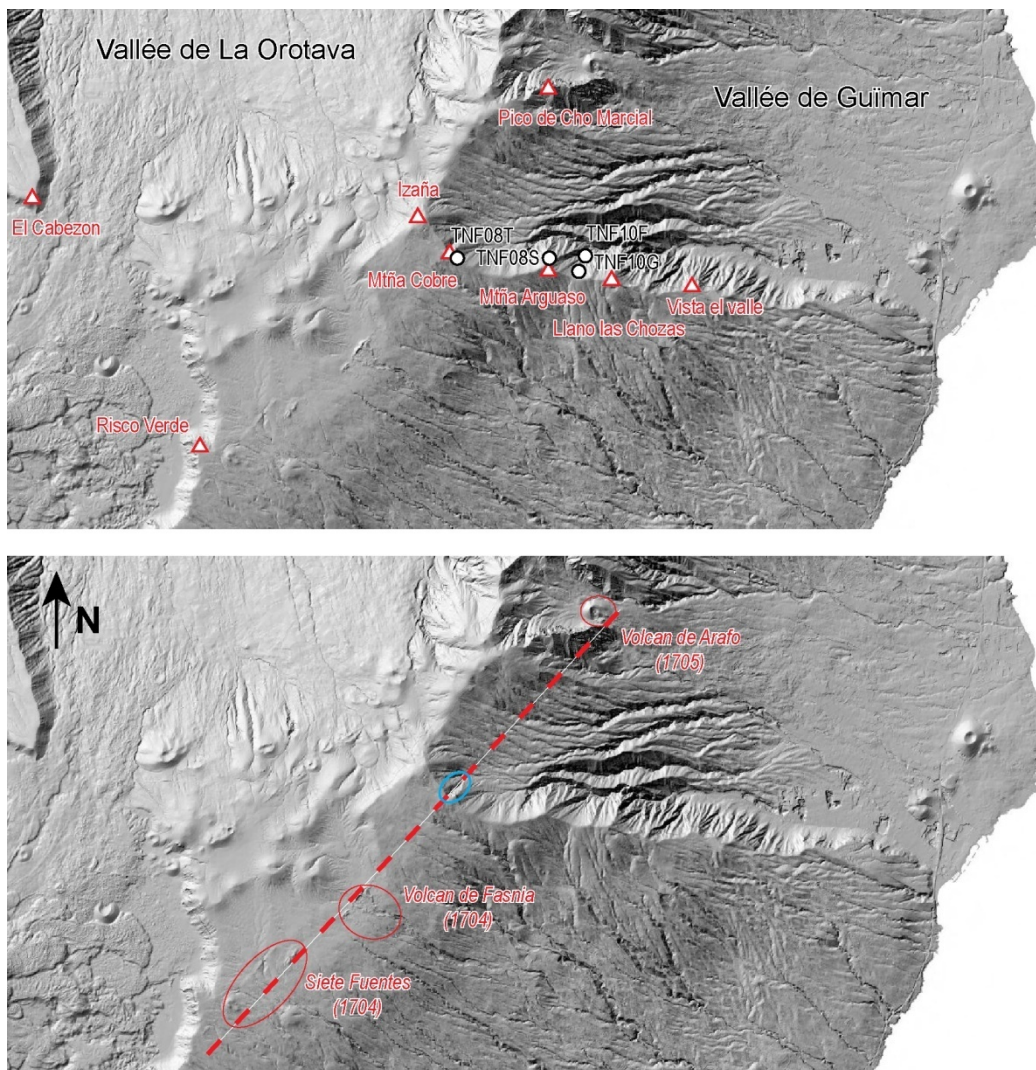


Figure II.16 : Représentation ombrée de la topographie du secteur Sud de la vallée de Guïmar. La faille sur laquelle les bouches éruptives de la crise de 1704 – 1705 sont alignées est figurée par la ligne en tireté rouge. Le barranco situé sous la *Montaña Cobre* est entouré en bleu.

Au cours de la reconnaissance de la partie médiane de la paroi S de *Guïmar*, nous avons observé et mesuré près de 50 dykes (Figure II.17), principalement entre la *Montaña Arguaso* et *Las Chozas* (Figures II.14 et II.16). Ce jeu de données a été vérifié et complété par l'étude des images aériennes.

Le rose diagram réalisé pour ces intrusions (Figure II.17) est très différents de celui de la paroi N. Si la direction N40 reste une direction majeure ($> 10\%$), deux nouvelles orientations apparaissent. D'après les mesures effectuées, le complexe intrusif est majoritairement orienté N130-160 ($\approx 40\%$). La seconde direction d'intrusion la plus rependue dans la paroi est N0-N20 ($\approx 20\%$). L'azimut moyen des intrusions de notre jeu de données, dominé par les directions N130-160 et N-S, est N155. Si la direction N-S transparait dans les rose diagram de Carracedo et al. (2011), la direction N140, présente sur la carte annexée à cet article, est totalement occultée. Ces auteurs ont en effet divisé leur jeu de mesures en fonction de la polarité magnétique mesurée, sans considérations pour la localisation du dyke ou la formation intrudée. Ainsi, une grande partie des dykes étant mesurée le long de l'axe de la NERZ, les directions minoritaires à l'échelle de la NERZ sont effacées par la statistique de l'azimut N40.

Les images aériennes nous ont permis de suivre certains dykes à travers toute la paroi, montrant que ces intrusions sont relativement tardives dans le développement de la série volcanique. Seul un groupe de bouches éruptives, la *Montaña de Las Lajas*, situé sur le sommet de la paroi à près de 2,5 km à l'E de la section étudiée, a été décrit comme « apparemment » post-glissement par Carracedo et al. (2011). La position de cet essaim n'est pas compatible avec les dykes mesurés et son système d'alimentation n'apparaît donc vraisemblablement pas dans notre jeu de données. En conséquence, il apparaît plausible que les dykes mesurés reflètent l'état des contraintes dans la paroi à la fin de son développement.

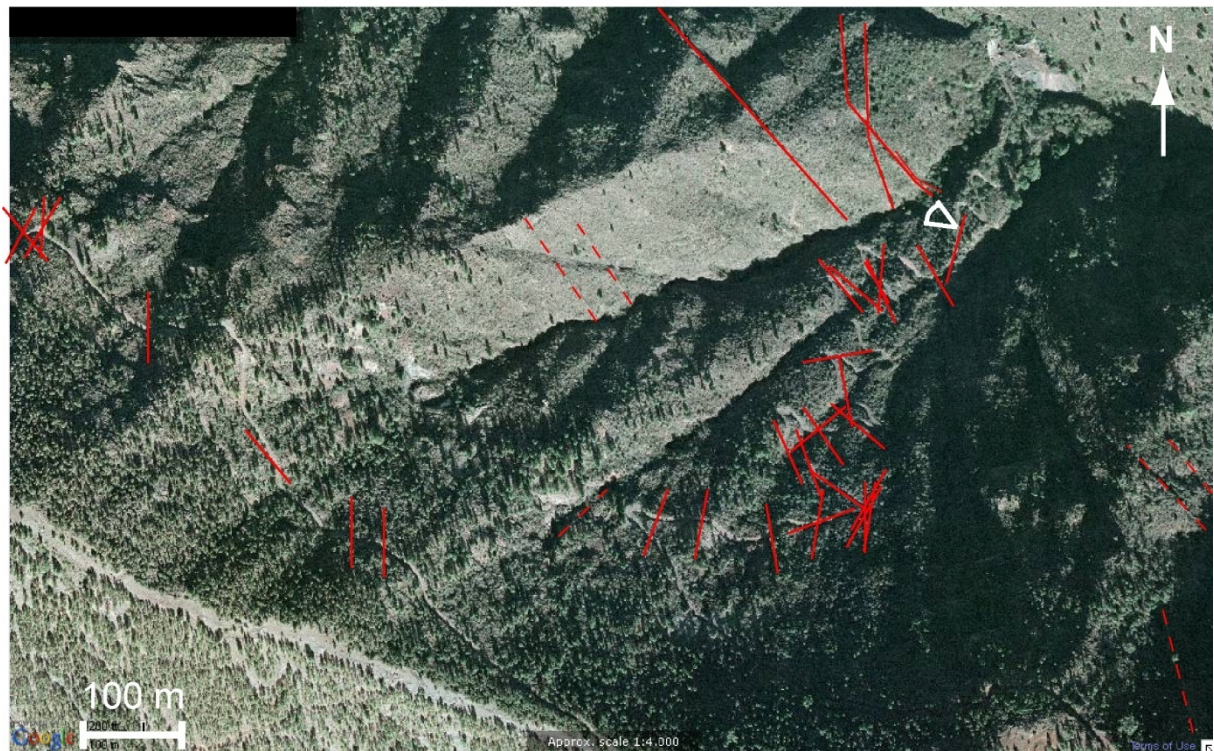
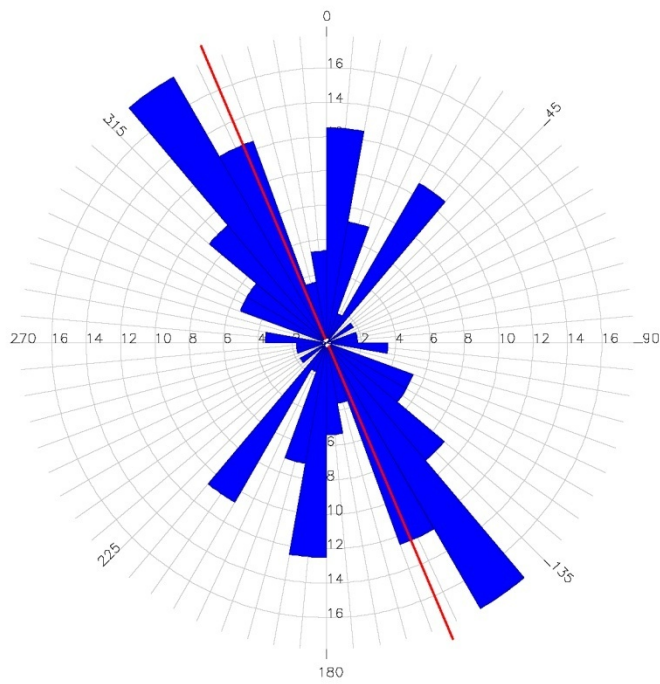


Figure II.17 : Carte des orientations des dykes dans la zone la plus intrudée de la paroi S de Guïmar. Les dykes représentés en tireté ont été repérés via les images aériennes haute résolution de GRAFCAN. Le symbole blanc au bas de la paroi représente l'endroit duquel a été prise la photographie des dykes et l'ampleur approximative de son champ. Le rose diagram représente l'ensemble des dykes mesurés sur la paroi S de *Guïmar*. Ce diagramme a été réalisé à partir d'une population de 56 dykes. La largeur des « pétales » du diagramme vaut 10°. La ligne rouge représente la moyenne de l'orientation de la population considérée. Les effectifs de chaque classe sont donnés en pourcent.

2.1.2.2. Parois de La Orotava.

La paroi E de *La Orotava* (ou paroi de *Santa Ursula*) consiste en une série à pendage très faible qui s'étend entre le sommet *Fuente de Joco* et l'océan sur environ 7,5 km (Figure II.18). Cette paroi est très peu accessible et très accidentée, avec des hauteurs de 500 à 600 m. Une seule piste permet d'en traverser une partie près de l'axe de la CD, mais s'enfonce rapidement dans la végétation puis recoupe les formations récentes de remplissage de la loupe de glissement de *La Orotava*.

Les coulées appartenant à la série pré-glissement rencontrées n'étaient pas suffisamment saines pour être échantillonnées. Cette série, comme les empilements étudiés dans les parois de *Guimar*, est caractérisée par un très faible pendage ($\approx 10^\circ$) contrastant avec les produits de remplissage rencontrés (35°). Cette observation est confirmée par Delcamp et al. (2010).

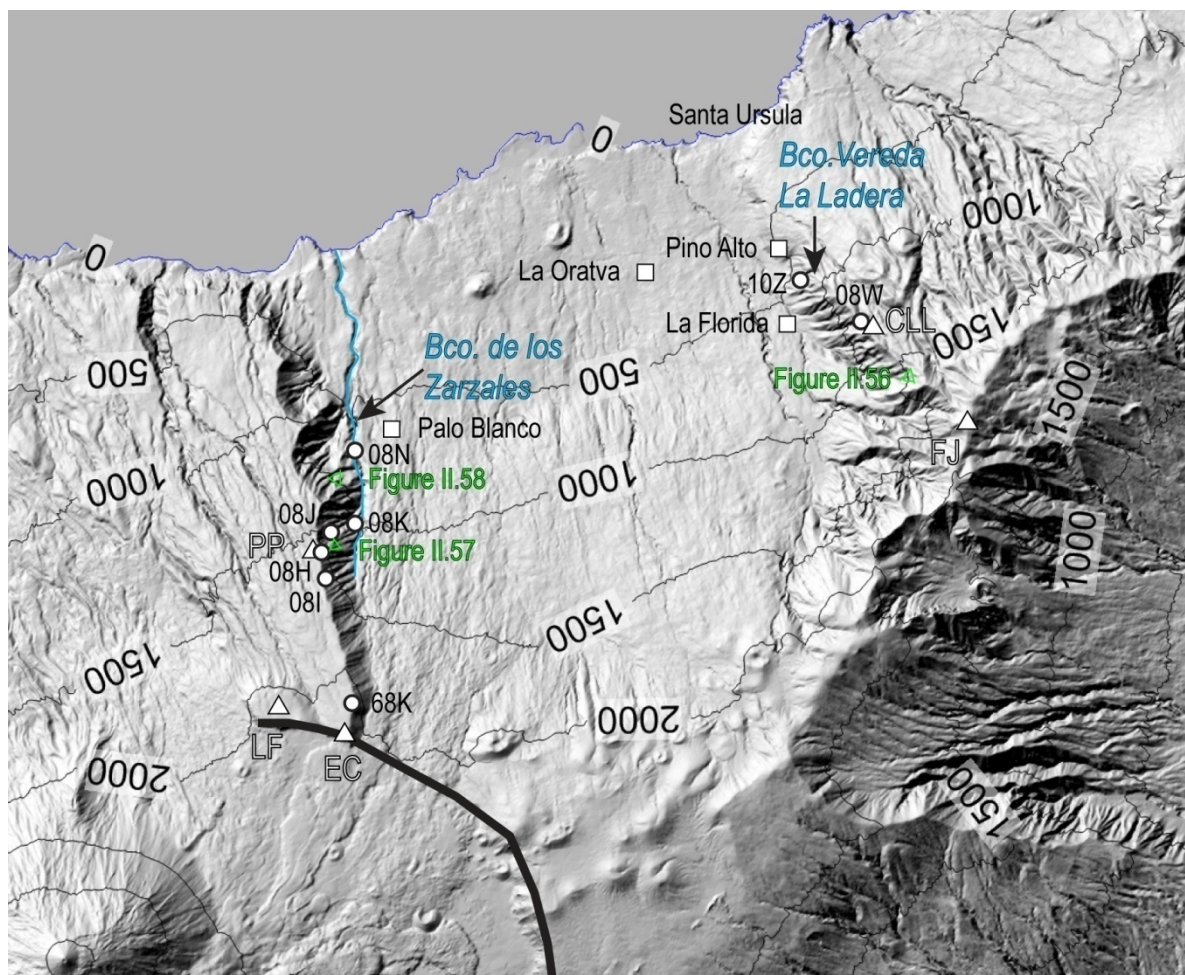


Figure II.18 : Représentation ombrée du relief de la vallée de *La Orotava*. Les échantillons prélevés sont marqués par les symboles circulaires cerclés de noir. Les toponymes utilisés dans le texte sont marqués par les symboles triangulaires. FJ : *Fuente de Joco* ; CLL : *Cruz de Las Lajitas* ; PP : *Piedra de los Pastores* ; LF : *La Fortaleza* ; EC : *El Cabezón*. Les localisations des figures II.19, II.20 et II.21 sont marquées par les symboles verts. Les agglomérations citées dans le texte sont représentées par des carrés.

Nous avons échantillonné l'une des premières coulées accessibles à la base de la série entre *Pino Alto* et *La Florida*, dans le barranco *Vereda la Ladera* à environ 600 m d'altitude (Figure II.18). Bien que la carte de Carracedo et al. (2011) décrive des dépôts de pente au pied de la paroi de *La Orotava*, notre échantillon (TNF10Z) provient d'une coulée basanitique à olivines et pyroxènes sub-horizontale en place, qui barre le barranco. Sur la carte de Carracedo et al. (2011), le site d'échantillonnage de TNF10Z surmonte un figuré très local différent de celui du reste de la paroi, des brèches et des dépôts de pentes, absent de la légende.



Figure II.19 : surface latérale prismée d'un dyke N75 intrudant la paroi de Santa Ursula sous la Montaña Blanca. Cette surface a servi de niveau de décollement, guidant localement l'incision d'un barranco.

Le sommet de la paroi a été échantillonné sous la *Cruz de Las Lajitas*, un aménagement touristique réalisé au sommet de la paroi (1245 m), à 3 km de *Fuente de Joco*. Ce site est le seul endroit de la paroi qui permette un accès au sommet de l'empilement. Nous avons échantillonné la troisième coulée sous la surface structurale. TNF08W est une phono-téphrite à pyroxènes et feldspaths présentant un très léger pendage ($<10^\circ$) vers le N. Ce site est distant du sommet du barranco *Vereda La Ladera* (au pied duquel nous avons échantillonné la base de la paroi) de presque 1 km et l'épaisseur de la pile au dessus de TNF10Z est d'environ 350 m. Ces deux échantillons sont les seuls que nous avons pu extraire de cette paroi.

12 dykes intrudant le mur de *Santa Ursula* ont pu être observés et mesurés. La direction d'intrusion prédominante est N50, ce qui constitue une légère déviation à l'azimut moyen des dykes de la CD (N30-40). Les dykes observés sont fréquemment très épais (jusqu'à 10 m) et guident localement l'érosion (figure II.19) pour former les nombreux barrancos recoupant la paroi et perturbant son tracé original.

La paroi W de la loupe de glissement de *La Orotava* constitue la limite d'un petit massif découpé par les glissements de *La Orotava*, à l'Est et d'*Icod*, à l'Ouest. Cette butte témoin constitue le flanc NE du volcan de *Las Cañadas* et son extrémité Sud est évoquée comme une des limites de la LCC (Marti et al., 1994).

Ancochea et al. (1999) décrivent ce massif comme une succession de coulées phonolitiques puis basaltiques dont le pendage correspondrait à celui de coulées provenant de la *Cordillera Dorsal*. Ils remarquent également que les produits différenciés tels que les phonolites observées dans l'empilement sont plus fréquents parmi les produits de LCV que pour la CD et que la construction du massif de *Tigaiga* résulterait de l'activité des deux édifices.

Nous avons prélevé une nouvelle fois un échantillon de la surface structurale du massif à 3,5 km en aval du premier site d'échantillonnage, au niveau de la *Piedra de los pastores*, à 1600 m d'altitude (Figure II.18). L'échantillon TNF08H est un basalte sub-aphyrique avec de rares cristaux de pyroxène. Cette coulée, assez épaisse et prismée, semble chenalisée et présente un léger pendage apparent vers le NNE, contrastant avec la pente générale NNW de la surface du massif. Nous avons prélevé un échantillon situé 14 coulées plus bas à 1574 m a.s.l, soit près de 100 m sous la surface structurale. TNF08I est un basalte à olivines fraîches. La coulée dont il est issu présente un faible pendage apparent vers le Nord.

Près de 250 m sous la *Piedra de los Pastores*, on trouve un niveau conglomératique à éléments figurés millimétriques à décimétriques laviques arrondis et ponces emballés dans un ciment induré cendreux (figure II.20). Ce niveau, épais d'un à deux mètres surmonte un niveau de cendres et pourrait correspondre à un dépôt de lahar. Le niveau bréchique est perturbé localement par un petit chenal orienté E-W, indiquant, compte tenu de l'induration de la brèche, une pause significative dans l'activité volcanique.



Figure II.20 : niveau de remaniement observé dans la succession de la paroi E de Tigaiga

Les deux coulées situées juste au dessus de ce niveau étant trop altérées pour la datation, nous avons échantillonné une coulée phonolitique à débit en lauzes contenant quelques amphiboles (TNF08J). Cette coulée est située juste au dessus du premier niveau de retombées ponceuses observé dans la succession (Figure II.18).

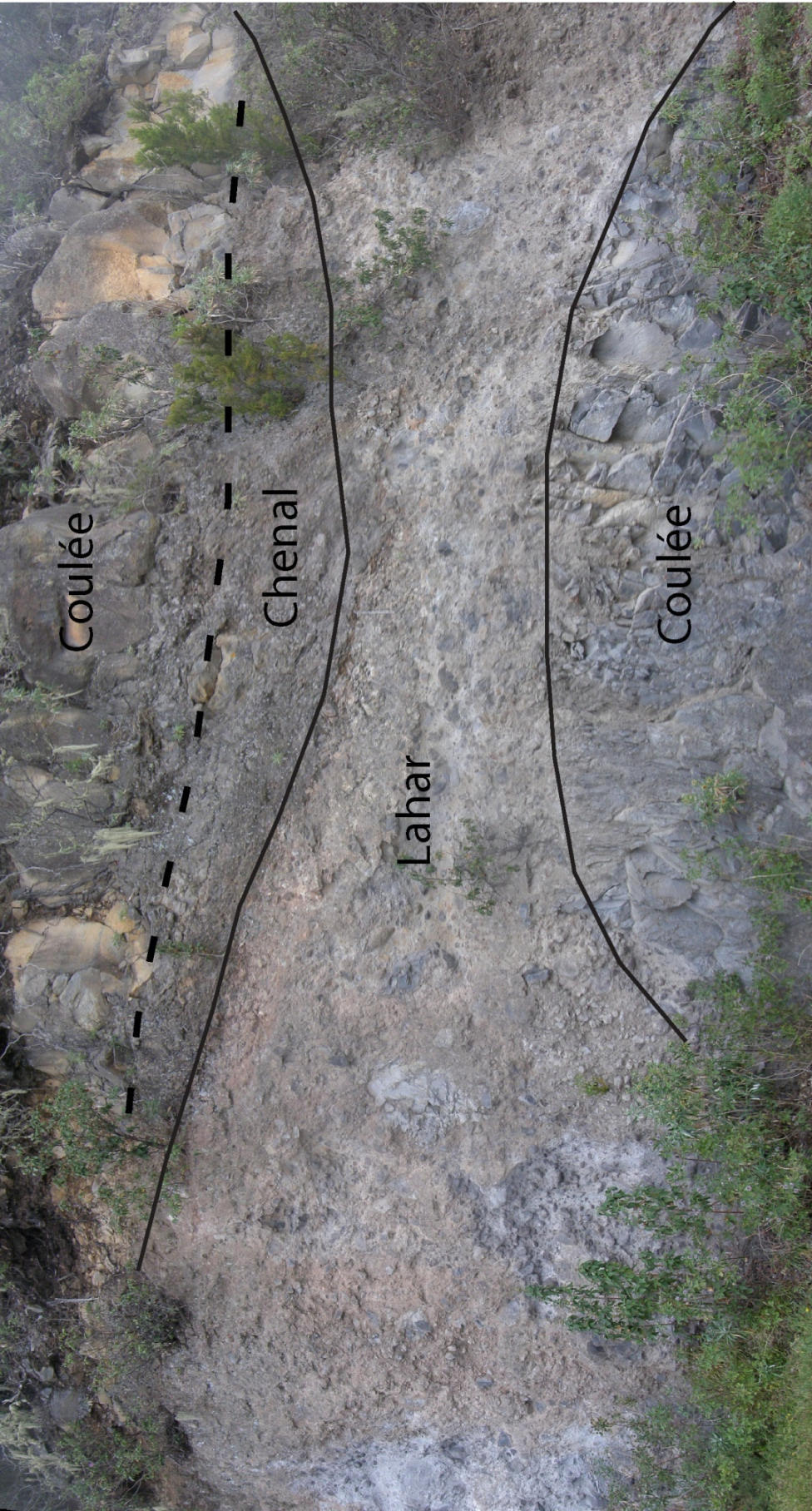
Nous avons échantillonné le bas de la paroi à la verticale de la *Piedra de los Pastores* à 1180 m d'altitude (400 m sous l'échantillon TNF08H). TNF08K est une hawaïite à pyroxènes et feldspaths présentant un léger pendage ($\approx 10^\circ$) vers le NNW.

Nous avons pu observer à nouveau le niveau conglomératique environ 900 m au N du premier affleurement, à 1170 m d'altitude. Si ce niveau de remaniement s'est mis en place sur la surface structurale de l'époque, on peut estimer le pendage d'une telle surface à $\sim 10^\circ$, en accord avec les mesures de pendage apparent effectuées sur les coulées et la pente générale de la surface structurale. Dans ce nouvel affleurement, les dépôts forment une lentille au passage d'un paléo-relief (figure II.21). La charge solide semble être plus importante, signe de la désaturation en eau du mélange avec la distance. On remarque qu'une grande partie de la charge solide semble s'accumuler au contact de cet obstacle. Certains des éléments figurés chariés dans cette brèche sont encore pluri-décimétriques, soulignant la compétence de cet écoulement.

La section de paroi échantillonnée au niveau de la *Piedra de los pastores* est épaisse de 500 m environ. Le barranco Los Zarzales est incisé à l'interface entre la paroi de *Tigaiga* et la série de remplissage de la vallée et contribue à la mise à l'affleurement de formations plus anciennes. Nous avons échantillonné une coulée au fond de ce barranco à l'Ouest de *Palo Blanco*, à 610 m d'altitude.

Nous n'avons pu observer aucun dyke lors de la reconnaissance de la paroi. Nous avons cependant concentré notre investigation sur la partie médiane de la paroi à plus d'1,5 km de LCC.

Figure II.21 : affleurement le plus distal du niveau conglomératique observé dans la paroi de Tigaiga. On remarquera la forme lenticulaire de cette brèche sur la partie gauche du cliché avant le passage d'un relief pré-existant (partie inférieure) et la concentration de blocs au niveau de ce contact.



2.1.2.3. La zone de Santa Ursula

Le flanc Nord de la NERZ au niveau de l'agglomération de Santa Ursula (Figure II.22) a été décrit comme une séquence de remplissage d'un très grand glissement de flanc qui aurait pu atteindre près de 17 km d'emprise (Carracedo et al. 2009 ; 2011).

Dans cette zone, deux unités morpho-structurales majeures affleurent alternativement le long de la crête de la NERZ entre Fuente de Joco et Gaitero :

- une série sub-horizontale, correspondant à la série constituant la paroi de *Santa Ursula* et de la *Montaña Ayosa*
- une série à fort pendage qui semble remplir un paléo-réseau hydrographique incisé dans la série horizontale, délimitant des « planèzes » (Figure II.23)



Figure II.23 : vue de la série à fort pendage régularisant la topographie de la série constituant la paroi de Santa Ursula

Notre échantillon TNF08L provient de la partie la plus superficielle de série sub-horizontale, près de Fuente de Joco. Il s'agit d'une benmoreite à plagioclase, aegyrines et des amphiboles.

La galerie Los Dornajos, échantillonnée par Carracedo et al. (2011), se situe à l'intérieur de cette paléo-vallée marquée par la déviation des coulées qui la remplissent et qui deviennent coalescentes en amont de l'entrée de la galerie El Loro (Figure II.22).

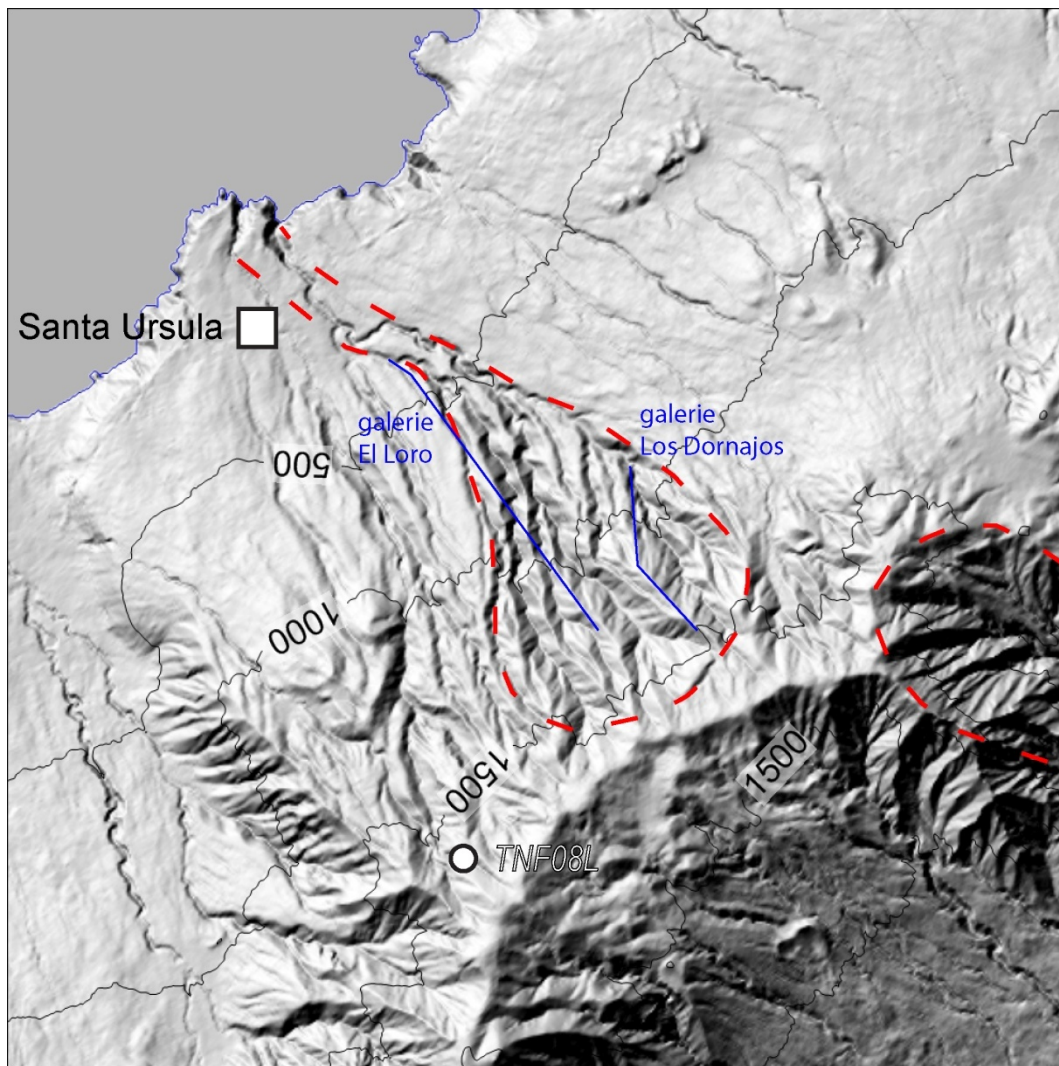


Figure II.22 : Ombrage de la topographie de la zone de Santa Ursula mettant en évidence l'existence d'un paléo-réseau hydrographique, rempli par l'activité de la NERZ.

2.1.2.4. Synthèse

- Les flancs de la NERZ sont constitués de successions de coulées majoritairement basaltiques au pendage relativement faible.
- Seule la paroi de Tigaiga, zone de suture entre la *Cordillera Dorsal* et l'édifice central de *Las Cañadas* présente des indices d'une histoire éruptive prolongée, marquée par au moins une période de quiescence et d'érosion.
- Compte tenu de leur pendage, ces séries proviennent de l'axe de la Cordillera Dorsal qui est le siège d'une forte activité intrusive, alimentant l'activité volcanique.
- La paroi Sud de Guïmar est caractérisée par une zone fortement intrudée en retrait de la zone sommitale avec un jeu de directions singulières dans le cadre d'une rift zone.

2.2. *Unités morpho-structurales post-glissements.*

Les loupes de glissement de La Orotava et Guïmar sont partiellement remplies par des séquences éruptives post-glissement dont les traces les plus évidentes sont les coulées associées aux édifices qui parsèment l'axe de la NERZ, l'imposant volcan de Cho Marcial, ou encore les traits de côte actuels qui dépassent largement l'extension des murs latéraux des loupes de glissement (Figure II.24). L'ampleur de ces épisodes éruptifs demeure cependant encore relativement mal connue. En effet, la persistance de l'activité volcanique le long de la NERZ ainsi que les faibles taux d'érosion rendent difficile l'évaluation des volumes impliqués. L'exploration des galeries à usage hydrologique, creusées dans ces successions a permis d'apporter des éléments de réponse (Coello, 1973). Ces observations sont synthétisées dans un ouvrage édité par le Consejo Insular del Agua de Tenerife (Servicio de planificación hidraulica, 1991) qui décrit localement des épaisseurs supérieures à 500 m pour les séquences de remplissage de Guïmar et La Orotava.

Ces observations ont été utilisées pour la description de la géométrie du glissement de La Orotava (Hürlimann et al., 2004 ; Ferrer et al., 2007). Carracedo et al. (2011) déclarent cependant qu'aucun volume de lave significatif n'a été mis en place dans la loupe de glissement de La Orotava après le glissement. Giachetti et al. (2011) estiment le volume de la loupe de glissement de Guïmar à 44 km^3 , en dépit des estimations de volume de dépôts de plus de 120 km^3 (Krastel et al., 2001 ; Masson et al., 2002 ; Giachetti et al., 2011). Ils estiment également le volume du remplissage de la vallée à $8,6 \text{ km}^3$.

2.2.1. Remplissage de la loupe de glissement de Guïmar

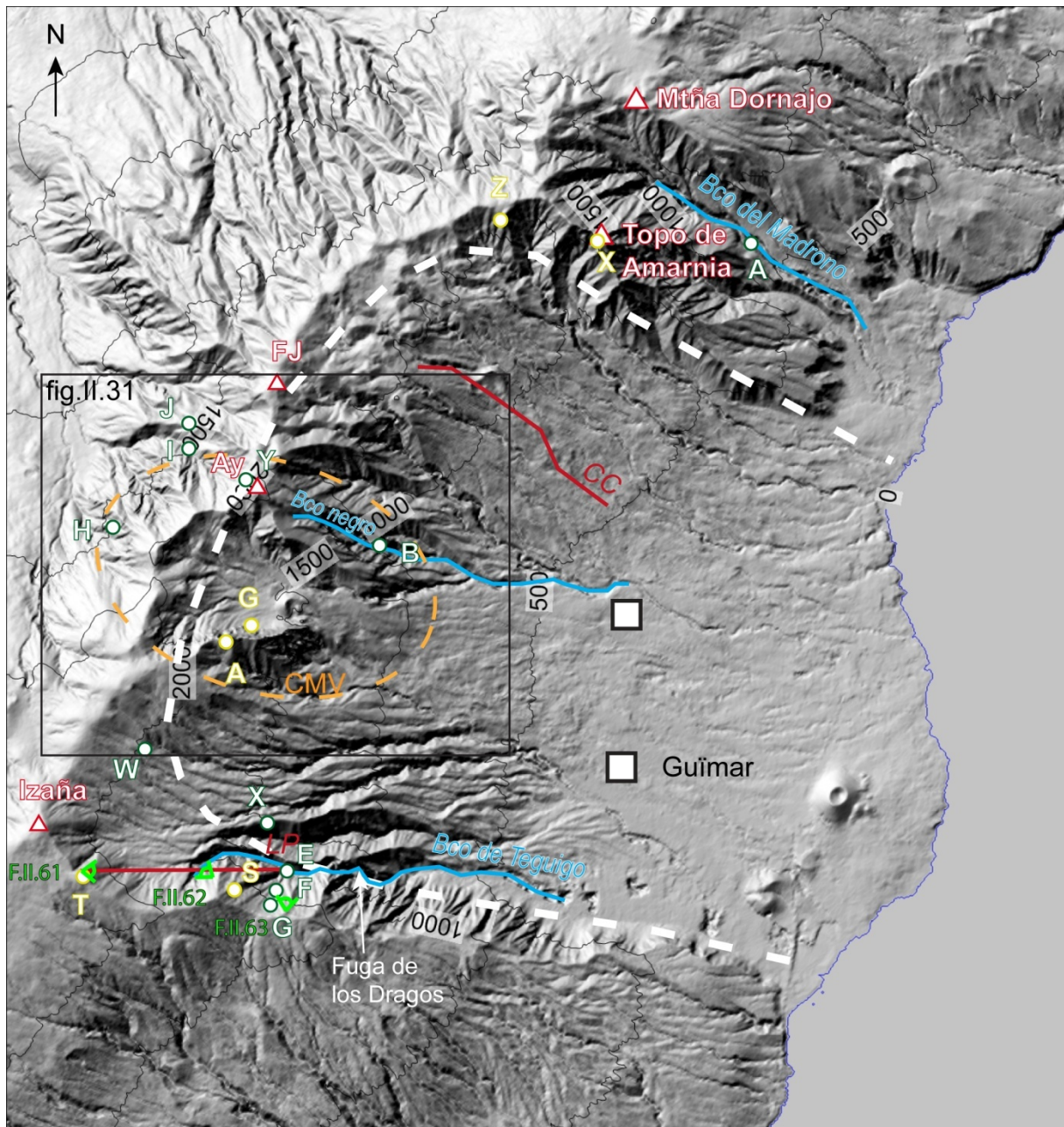


Figure II.24 : relief ombré de la loupe de glissement de Guïmar. La position de l'échantillonnage est indiquée avec les mêmes symboles que pour la figure II.1. Les agglomérations de Guïmar et Arafo sont indiquées par les carrés blancs bordés de noir. Les canyons explorés et mentionnés dans le texte sont indiqués en bleu. Les points de vue des figures suivantes sont notés par les symboles verts associés aux numéros des figures. Les localisations et les traces des galeries mentionnées dans le texte sont indiquées en rouge sombre (CC : Cueva de las colmenas ; LP : La Paloma). Les principaux sommets sont indiqués par des triangles blancs bordés de rouge (Ay : Montaña Ayosa ; FJ : Fuente de Joco).

2.2.1.1. Activité diffuse le long de la dorsale

La majorité de l'activité volcanique responsable du remplissage de la loupe de glissement de Guïmar provient de centres d'émissions temporaires situés près de l'axe de la NERZ comme en témoigne l'ombrage de la topographie de la zone (Figure II.24).

Le *barranco de Tagüigo* s'incise le long de la paroi S de Guïmar, à l'interface entre la série de remplissage et les unités pré-glissement (Figures II.24 et II.25). Ce barranco, profond de plusieurs centaines de mètres (380 m à la sortie de la *Fuga de los Dragos* (Figure II.24), offre, malgré sa difficulté d'accès, un site d'observation unique de la succession post-glissement. La tête de ce barranco (Figure II.26) met à

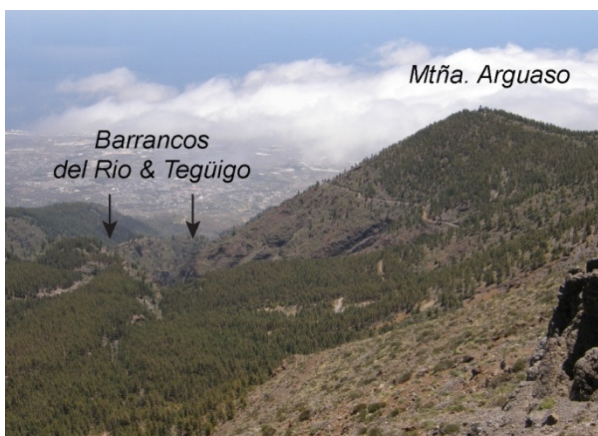


Figure II.25 : vue de la paroi Sud de Guïmar depuis la Montaña Cobre. Le barranco Tegüigo s'incise le long de ce mur entre les unités pré et post-glissement.

l'affleurement un contact entre la série basaltique légèrement pentée vers le SE qui constitue la paroi de Guïmar et la série de remplissage, ici dominée par des niveaux cendreux, présentant un pendage plus marqué vers l'Est. L'épaisseur de cette succession à l'affleurement dans cette section est d'environ 100 m.

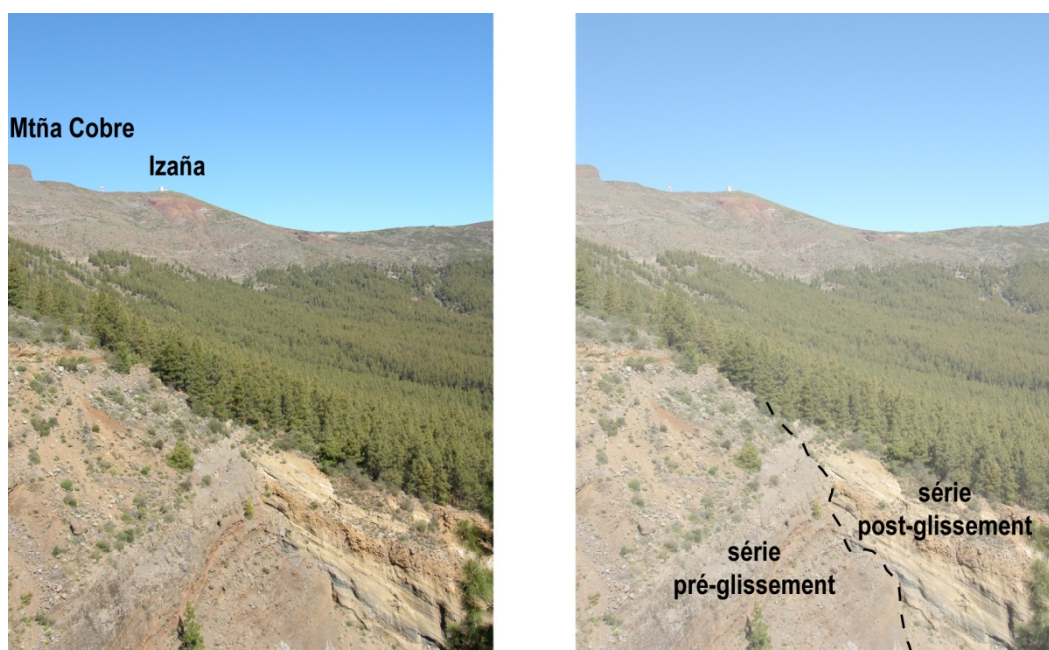


Figure II.26 : Vue du contact entre les unités pré et post glissement mis à l'affleurement dans le barranco de Tagüigo.

La descente dans le barranco se fait par le chemin d'accès à la galerie *La Paloma* (Figure II.24) qui offre un panorama particulièrement démonstratif de la vallée de Guimar et des unités qui la composent (Figure II.27). Au premier plan et en arrière plan de ce panorama, soulignées par un figuré mauve dans la photo-interprétation, apparaissent les parois du glissement. Entre ces structures séparées de près de 11 km, la succession post-glissement produit un empilement relativement homogène dominé par le volcan de *Cho Marcial*, cône tronqué à la silhouette massive, construit près de l'axe de la *Cordillera Dorsal*. Au deuxième plan de ce panorama, le *barranco Tagüigo* recoupe sur plus de 150 m d'épaisseur les grandes langues de produits de remplissage qui descendent de l'axe de la rift zone près d'*Izaña*. Cette coupe met à l'affleurement une succession de coulées assez fines dans la partie amont dont nous avons échantillonné la base près de l'entrée de la galerie *La Paloma* (TNF10E). Nous avons également échantillonné le sommet de la pile sur la crête du *Lomo del Camelo* (TNF10X).



Figure II.28 : détail de la figure II.27 montrant la coulée sommitale de la pile de matériaux de remplissage qui cascade dans le barranco et drape la succession mise en place lors de la première phase d'activité post-glissement.

On peut remarquer que la partie supérieure de la pile de matériel, au dessus et en aval de l'échantillon TNF10E, paraît relativement lisse et dépourvue de végétation. La succession de coulées observée dans la partie amont de la coupe n'apparaît plus dans la paroi. On peut remarquer de brusques variations de pendages et des contacts anormaux entre des coulées au sommet de la crête

(Figure II.28). Les coulées situées au sommet de la pile cascaden dans le barranco et drapent son flanc. Cette configuration démontre que cet empilement est le produit d'au moins deux phases d'activité distinctes, séparées par une période d'érosion au cours de laquelle le *barranco Tagüigo* est incisé.

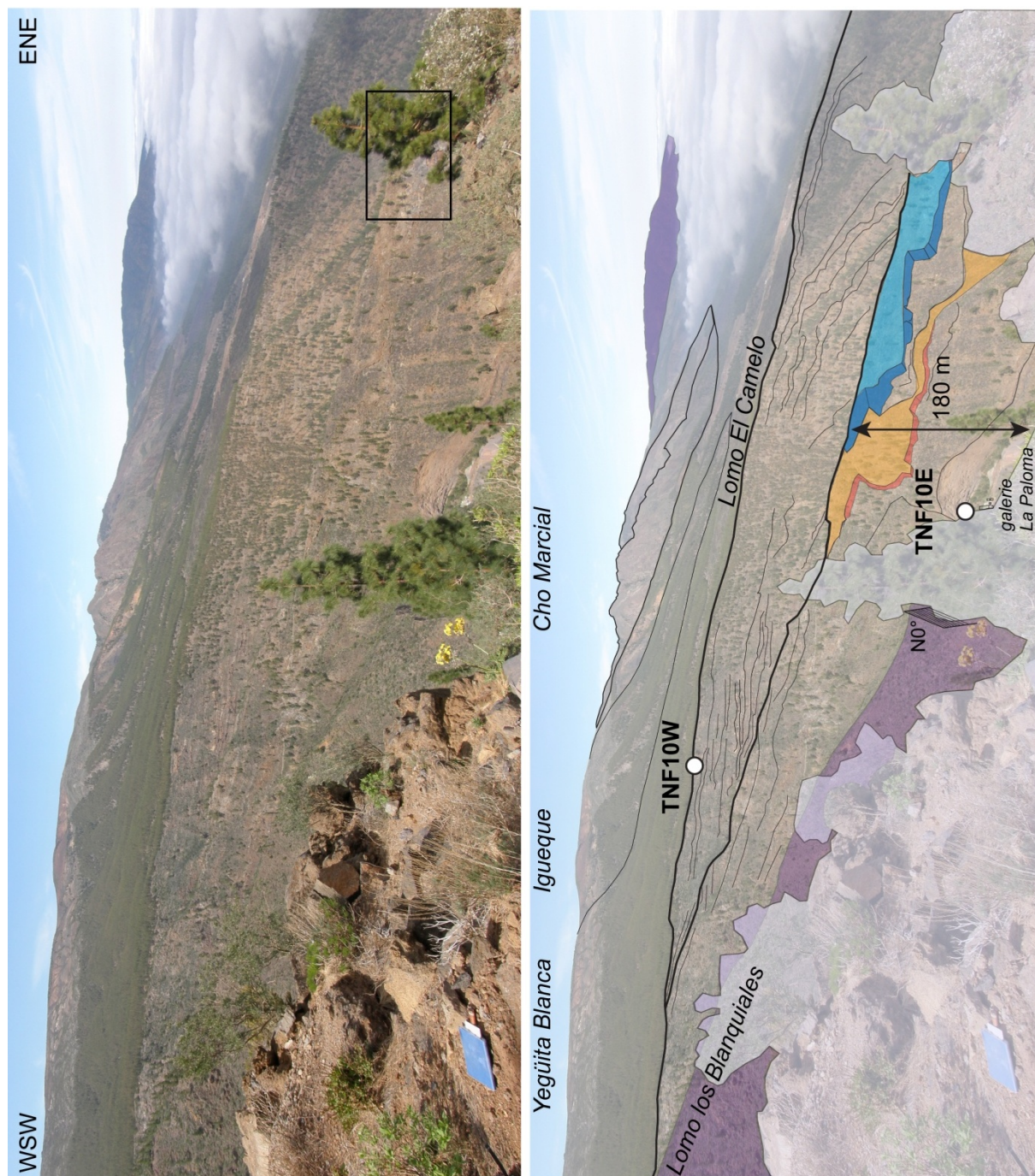


Figure II.27 : Panorama de la vallée de Guïmar depuis le sommet de la paroi S de Guïmar, au niveau du Llano de las Chozas. Les surcharges mauves représentent les unités pré-glissement. Le cadre noir représente l'extension de la Figure II.28. La double flèche représente l'épaisseur de la pile à l'affleurement dans cette section calculée à partir de la carte topographique. Les coulées bleue et orange sont des coulées qui cascaden dans le barranco de Tagüigo et drapent la première série de remplissage de la loupe de glissement dans laquelle l'échantillon TNF10E est

L'exploration du barranco en aval de la galerie *La Paloma* a révélé la présence de nombreux niveaux de remaniement, généralement plaqués sur les parois, mais dont certains semblent intercalés dans la séquence. Ceci conduit à penser qu'une telle structure de drainage existait déjà pendant la première phase de remplissage de la loupe de glissement de Guïmar.

La position du contact entre la brèche de glissement et les premières laves post-glissement dans la galerie Cueva de las Colmenas renseigne sur l'altitude de la surface de décollement du glissement et donc sur une épaisseur maximum de la séquence de remplissage de la loupe de glissement (Figure II.29). Ici, la surface se trouve environ 500 m au dessus du point d'échantillonnage. Cette observation est en accord avec les données publiées par le Servicio de planificacion hidraulica (1991). Si l'on considère un pendage général maximum de la série volcanique post-glissement de 30° (la pente actuelle de la surface est de 20° dans cette zone), l'épaisseur de la série peut être corrigée à 470 m, qui reste du même ordre de grandeur que la donnée brute.

L'étude des cartes bathymétriques publiées (Krastel et al., 2001 ; Llanes et al., 2003) pour la zone au large de Guïmar montre que le delta de laves construit par les unités post-glissement, qui s'étend au-delà des extrémités des parois latérales du glissement, peut être suivi au moins jusqu'à l'isobathe -400 m (Figure II.30). A cette profondeur, on peut remarquer une brusque diminution de la pente dessinant un piedmont au bombement formé par le delta, et le séparant des seamounts décrits par Llanes et al. (2003).

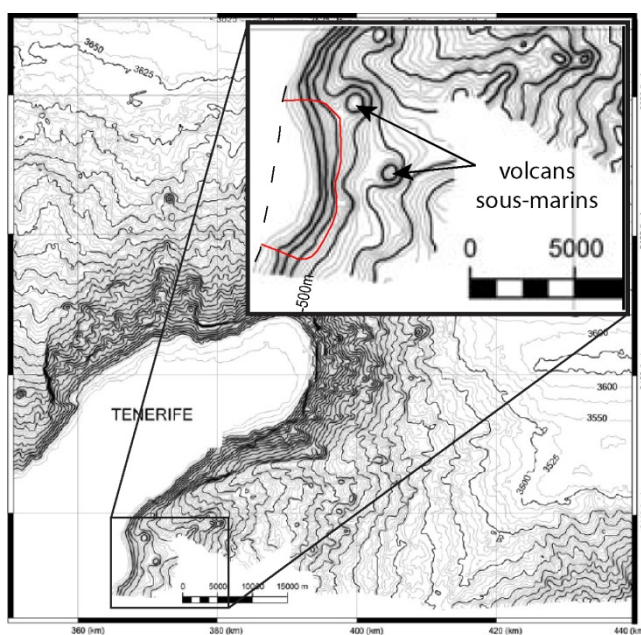


Figure II.30 : Carte bathymétrique de l'extrémité NE de Tenerife (Llanes et al., 2003). La zone correspondant au débouché de la loupe de glissement de Guïmar a été grossie. La ligne rouge souligne le contour du delta de laves formé par le remplissage de la vallée de Guïmar. La ligne en pointillé représente l'interpolation d'un paléo-trait de côte entre les extrémités des parois de la loupe du glissement de Guïmar. La première isobathe correspond à une profondeur de 25 m.

Si le replat observé au-delà de l'isobathe -400 correspond à un piedmont, cette courbe de niveau contraint la profondeur minimum de la loupe de glissement qui pourrait alors s'étendre jusqu'à - 550 m qui correspond à la profondeur de la base des seamounts situés à l'Est du delta. Cette observation contraint également une épaisseur minimum et maximum des produits de remplissage dans ce delta. Dans les deux cas, les valeurs sont compatibles avec les observations déjà réalisées le long des parois N et S de la loupe de glissement.

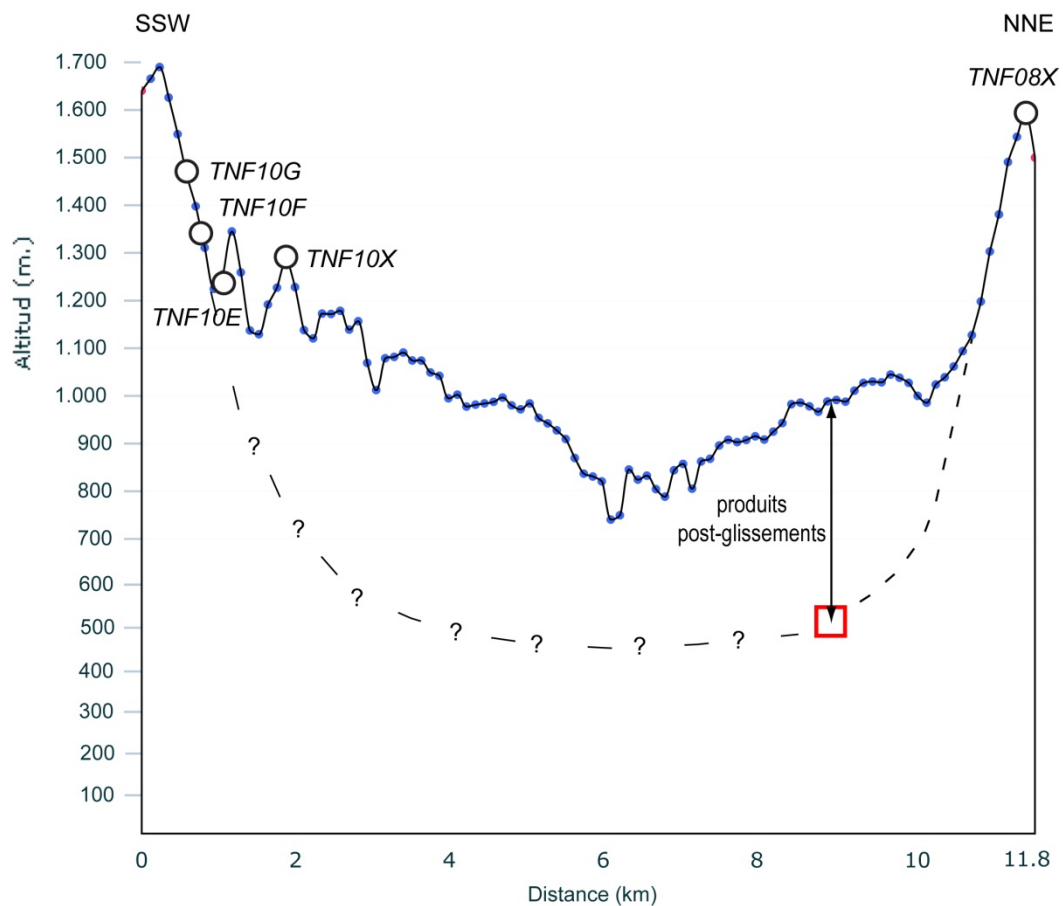
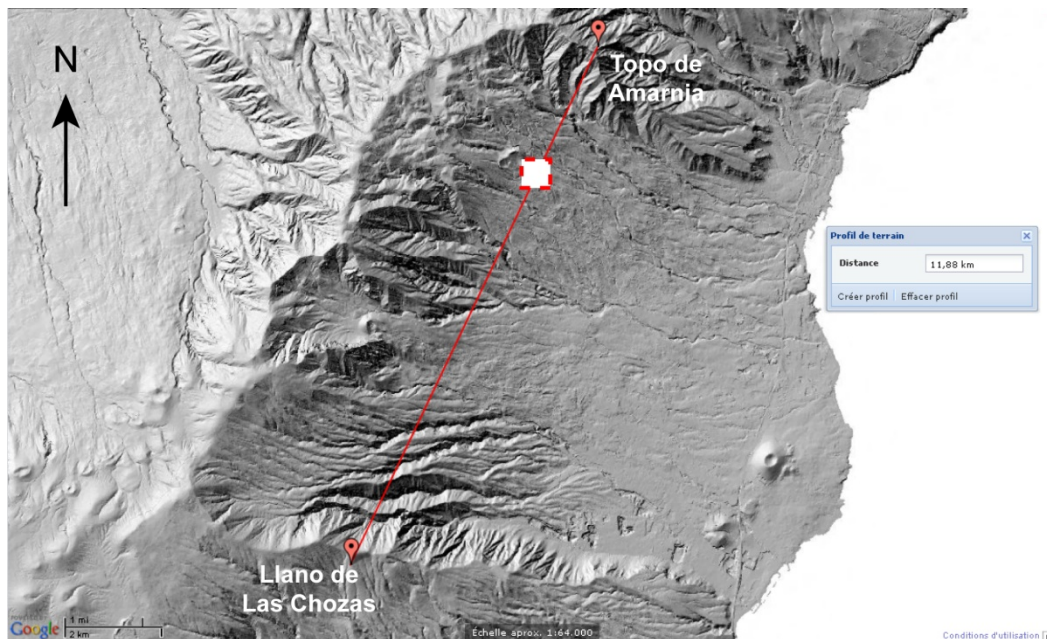


Figure II.29 : Profil topographique transversal de la vallée de *Guimar* entre *Llano Las Chozas* et *Topo de Amarnia*. Le tracé du profil est représenté sur un ombrage de la topographie. Ce profil a été choisi pour passer par le contact entre la série de remplissage et la mortalon observé dans la galerie de *Las Colmenas*, représenté par le carré blanc encadré de rouge. Les échantillons prélevés sur ce transect sont marqués d'un cercle noir. Un tracé d'une surface de glissement passant par ce contact est proposé en pointillé. L'exagération verticale du profil est d'environ 6,5.

2.2.1.2. Le volcan de Cho Marcial

Le volcan de *Cho Marcial* est une expression du volcanisme de remplissage de la cicatrice du glissement de Guïmar. Cet édifice est très difficilement accessible en dehors de la route qui longe la rift zone NE. Il consiste au premier abord, en deux parois de 500 m légèrement arquées, globalement perpendiculaires à la rift zone à laquelle elles sont adossées (Figure II.31). Ces sections s'inscrivent entre le sommet d'*Igueque* (2270 m) au SW et la *Montaña Ayosa* (2070 m) au NE (Figure II.31). La morphologie de ces parois est nettement dissymétrique avec des pentes plus fortes dans la direction SW-NE que dans la direction NW-SE.

Le flanc SE du volcan est béant et son centre démantelé a été partiellement rempli par des systèmes éruptifs stromboliens récents, dont le *Volcàn de Arafo*, lié à la crise éruptive de *Fasnia* 1704-1705.

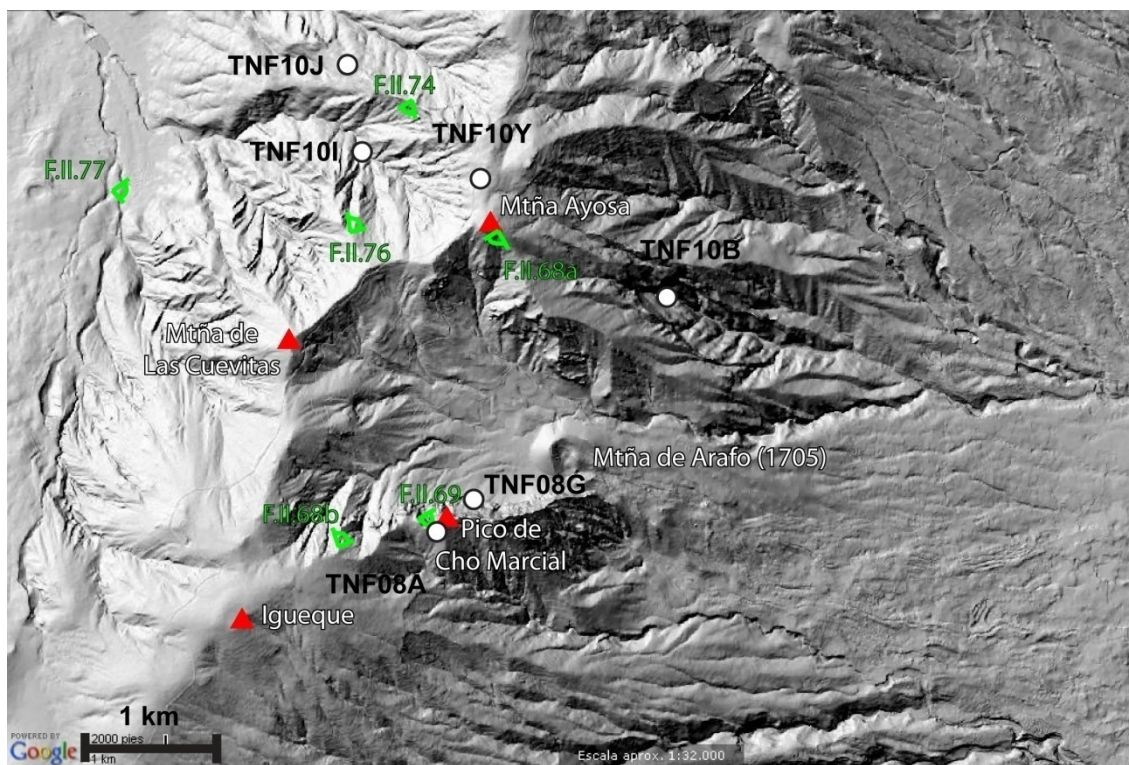


Figure II.31 : Ombrage de la topographie de la zone de *Cho Marcial*. Les points de vue des figures suivantes sont notés par les symboles verts associés aux numéros des figures.

Ce démantèlement a mis au jour la structure des flancs du volcan. La paroi Sud (Figure II.32a) consiste en une pile d'au moins 400 m de hauteur très fortement intrudée par des dykes relativement fins qui recoupent toute l'épaisseur du flanc. Nous avons pu accéder au pied de la paroi et échantillonner TNF08G, une

ankaramite à pyroxènes centimétriques et olivines plurimillimétriques à environ 1600 m d'altitude. En contournant le volcan par Igueque, nous avons atteint la surface structurale du flanc et l'avons échantillonné au plus près de la verticale de l'échantillon TNF08G. TNF08A est un basalte bulleux à phénocristaux de plagiocalses plurimillimétriques. Cette coulée pend d'environ 35° vers le SSE.



Figure II.33 : Vue d'une section du flanc S de *Cho Marcial* au niveau du sommet éponyme (2020 m). Le champ de cette photographie est indiqué sur la figure II.31

Le flanc NE de *Cho Marcial* s'étend à partir de la *Montaña Ayosa* sur environ 3 km. Les pendages de cette section varient de N, sous la *Montaña Ayosa* à NE au niveau du cône historique (Figure II.31, II.32 et II.42). La section à l'affleurement dans la paroi interne est beaucoup moins intrudée que la paroi S. Nous n'avons pu atteindre ce flanc que par le très profond barranco incisé entre la *Montaña Ayosa* et *Cho Marcial*. Nous avons échantillonné une coulée (TNF10B) au fond de ce barranco à environ 1000 m d'altitude, soit environ



Figure II.34 : photographie d'une coulée ankaramitique typique constituant la base de l'édifice de Cho-Marcial.

600 m plus bas que l'échantillon TNF08G, situé à une distance équivalente de la rift zone, mais qui, compte tenu des pendages, pourrait se trouver dans une position stratigraphique sensiblement équivalente (Figure II.35).

Les directions des pendages des coulées observées s'opposent d'une paroi à l'autre et définissent un centre éruptif situé entre le cône de 1705 et la *Montaña de Las Cuevitas* dont l'altitude pourrait dépasser 2300 m (Figure II.36). Les coulées formant l'empilement NW sous la *Montaña de Las Cuevitas* ont un très fort pendage (40°) vers le NW compatible avec le centre défini et pourraient donc appartenir à l'édifice de *Cho Marcial*.

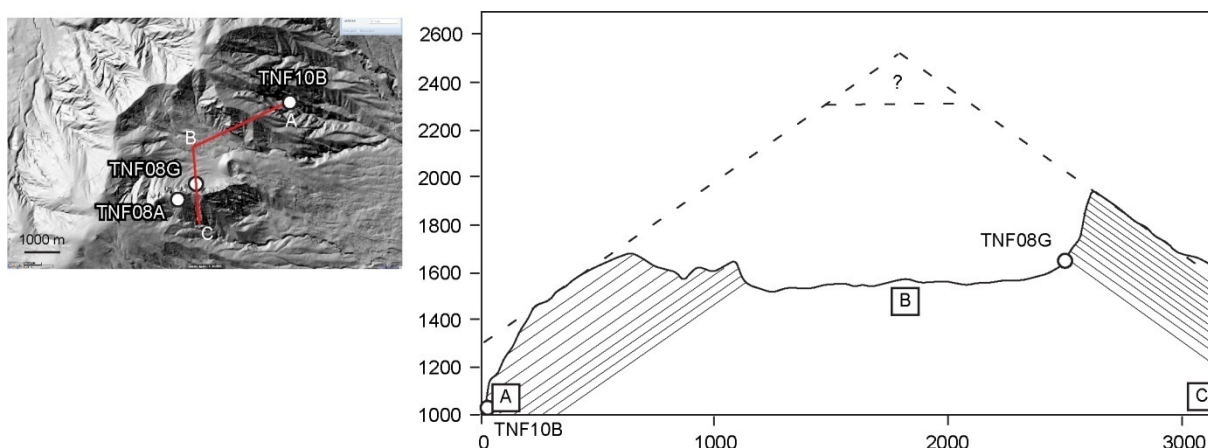


Figure II.35 : Profils topographiques radiaux à travers les flancs S et NE de *Cho Marcial*. Les pendages des empilements observés dans les parois internes du volcan ont été représentés. Les pointillés représentent le prolongement des pendages des coulées en surface structurale, illustrant une position possible du centre d'émission. L'échelle verticale des profils est de 1.

La dissymétrie et les pendages des flancs S et NE de *Cho Marcial* indiquent que cet édifice s'est construit sur la pente du mur arrière de la loupe de glissement de *Guimar* et semble avoir débordé tardivement vers le NW. Cependant, l'extension de l'édifice côté *Guimar* paraît relativement faible pour un édifice construit sur une telle pente (environ 3 km d'emprise pour 4 km de longueur dans le sens de la pente). Cette configuration, alliée aux forts pendages observés semble en contradiction avec la description d'un empilement de coulées fluides (Coppo et al., 2010).

La partie inférieure de la série de *Cho Marcial* comporte une très forte proportion d'ankaramites à phénocristaux de pyroxènes parfois centimétriques et des olivines pluri-millimétriques formant des agrégats très compacts, ne laissant de place qu'à de très faibles quantités de liquide (Figure II.34). La viscosité de ce genre de laves est particulièrement importante et leur dispersion est donc réduite aux abords immédiats de la zone d'émission, en accord avec la faible extension et les fortes pentes de l'édifice ($30^\circ < s < 35^\circ$).

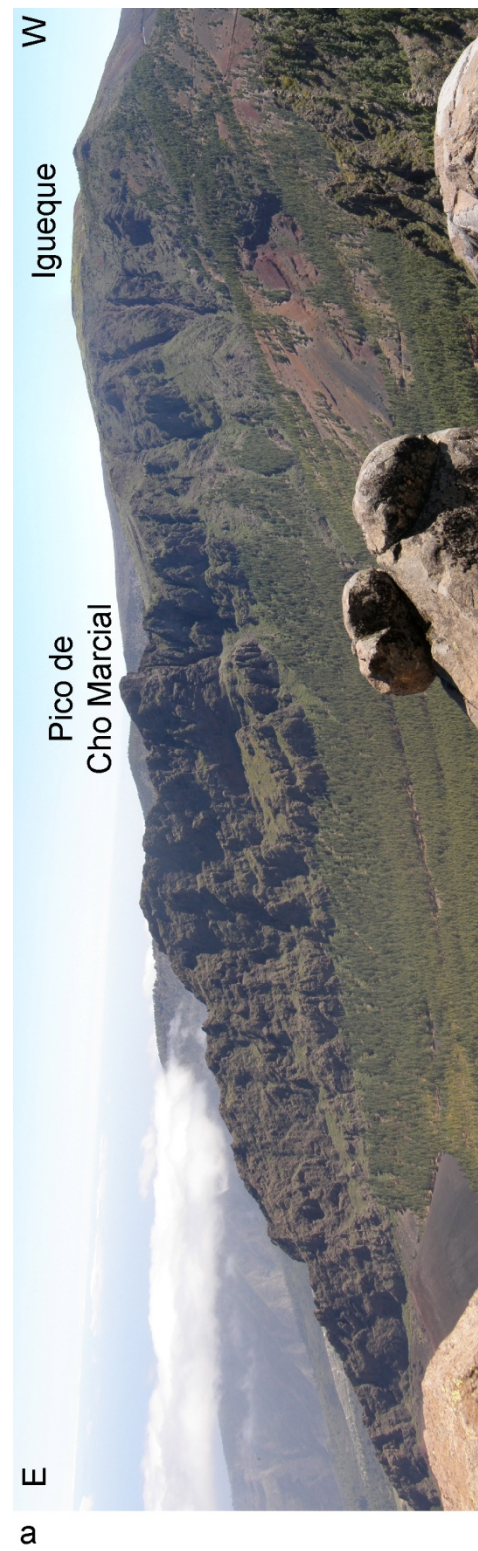


Figure II.32 : Panorama sur les parois S (a) et NE (b) de Cho Marcial vues respectivement depuis Ayosa et Igueque.

D'autre part, la forte proportion de cristaux mafiques accroît la densité des magmas. La mobilité de tels magmas à fortes densités et viscosités est relativement faible, ce qui suggère que ces produits pourraient provenir de niveaux de stockage superficiels déstabilisés par le glissement. Manconi et al. (2009) ont modélisé la relaxation des contraintes lithostatiques imposées à des chambres magmatiques par des effondrements de flanc. Ils ont proposé que ce phénomène soit susceptible de permettre le franchissement du seuil d'exsolution des gaz contenus dans le magma et diminuant ainsi sa densité.

L'extension de la partie NW de l'édifice est plus difficile à déterminer. Cette zone est très escarpée et densément végétalisée si bien qu'il est difficile de suivre l'empilement pour déterminer son extension côté *La Orotava*. Nous avons dû réaliser des observations à distance à partir de différents points de vue sur le flanc NW.

Cette formation constitue la crête séparant la vallée de *Guïmar* et celle de *La Orotava* entre la *Montaña Ayosa* et *Igueque*. Elle est partiellement occultée au SW de la *Montaña de Las Cuevitas* par un cône de scories récent qui remplit la dépression centrale de *Cho Marcial*. L'épaisseur apparente de la pile pendant vers le NW est d'environ 200 m sous la *Montaña de Las Cuevitas*. La figure II.38 présente une mosaïque de clichés de la pile NW de *Cho-Marcial* vue depuis le NE. Elle montre que la série de *Cho Marcial* qui déborde vers le NW au dessus du mur arrière produit un empilement épais à très fort pendage ($\approx 40^\circ$). Celui-ci se trouve en discordance au dessus de la série sub-horizontale présente sous la *Montaña Ayosa* et descend dans une dépression topographique creusée dans cette série (Figure II.37, II.38 et II.41).

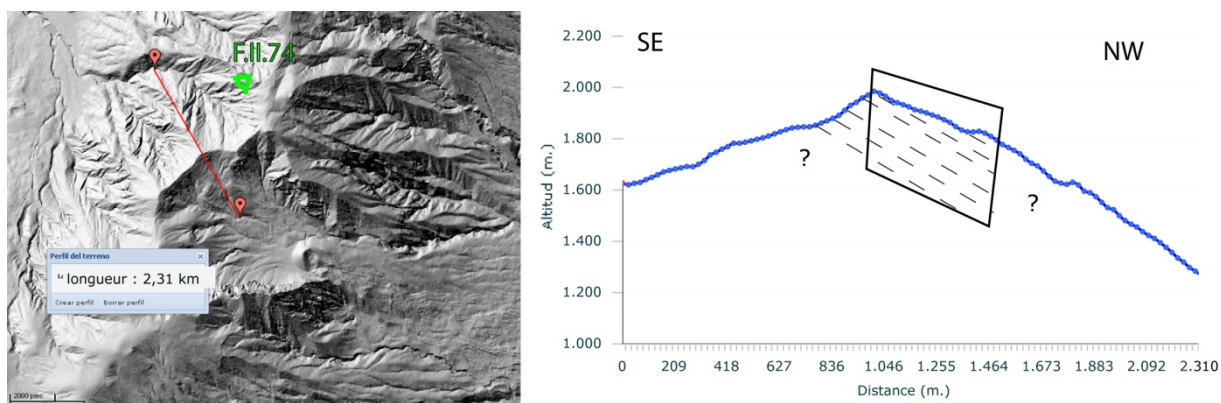




Figure II.38 : panorama sur le flanc NW de Cho Marcial vu depuis Risco Atravesado (Figure II.39)

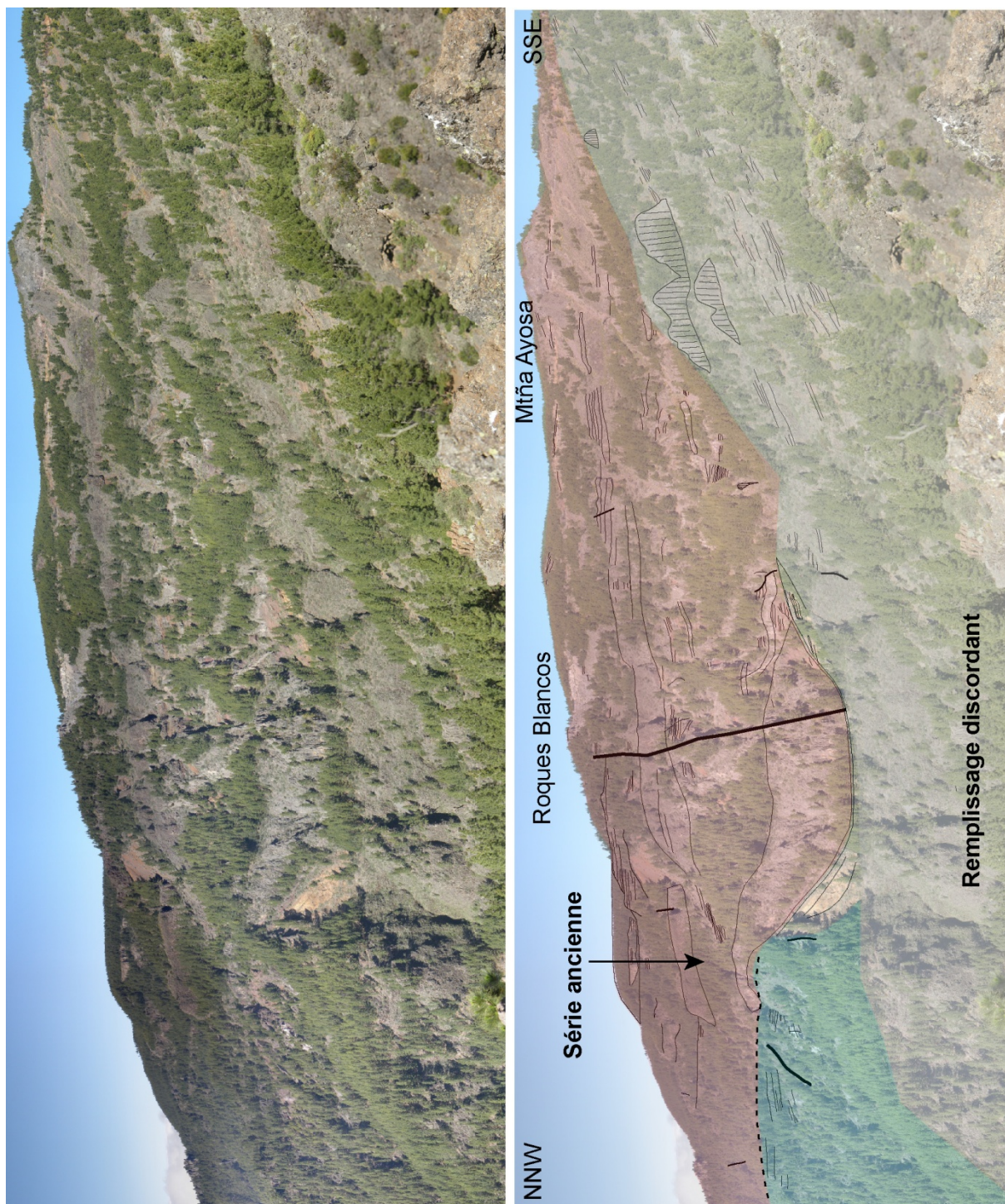


Figure II.39 : Photo-interprétation de la série située sous la Montaña Ayosa. Ce panorama a été pris sur la crête la plus au N du flanc NW de Cho-Marcial et fait face à une direction ENE. La partie grisée au premier plan de la photo-interprétation est située en avant-plan de l'empilement de la série verte.

Cependant, les pendages relevés au niveau de la *Montaña Ayosa* sont sub-verticaux et ne sont pas compatibles avec la structure de *Cho Marcial*. D'autre part, la partie supérieure de la série de la *Montaña Ayosa* cascade dans la cicatrice de glissement de *Guïmar* et drape une partie du flanc Nord de *Cho Marcial*. Elle apparaît donc issue d'une phase d'activité plus récente que la dernière coulée du flanc NE de *Cho-Marcial*. De plus, le sommet de la *Montaña Ayosa* proprement dit semble situé dans un thalweg séparant le flanc NE de *Cho Marcial* et le flanc Sud du *Roque Ayosa*, un autre édifice remplissant la cicatrice de glissement de *Guïmar* (Figure II.41). Ces deux unités stratigraphiques semblent liées en une entité morphologiquement homogène et pourraient avoir eu une construction contemporaine.

Nous avons pu suivre un sentier forestier qui contourne *Los Organos*, le relief incisé du NW de *Cho Marcial* et décrit comme recoupé par le glissement de *La Orotava* (Ablay et Hürlimann, 2000 ; Hürlimann et al., 2004). Ces auteurs décrivent à *Los Organos* une séquence bréchique de 300 m d'épaisseur (Figure II.40). Nous n'avons pas vu de tels dépôts lors de nos investigations, mais le sentier emprunté traverse ce relief au dessus des falaises de *Los Organos*. Les unités observées consistent en des empilements de coulées à pendage sub-horizontal rejoignant ceux de la série présente sous *Ayosa*. La séquence bréchique constitue le substratum de cet empilement. Nous avons échantillonné une coulées (TNF10I) tout au fond de la vallée à la confluence de deux barrancos sous la *Montaña Ayosa*, à 1440 m d'altitude. Cette altitude est compatible avec celle de la falaise de *Los Organos* (1350 m au maximum). Le sentier nous a permis de remonter sur la série horizontale de la *montaña Ayosa*. Nous avons échantillonné le sommet de cette série (TNF10J, basalte à feldspaths vitreux) à 1650 m d'altitude, au niveau de *Roque Gordo* (Figure II.31 et II.41).

La figure II.40 montre la série de la *Montaña Ayosa* du côté de *La Orotava* et sa relation avec les coulées plongeant dans la dépression topographique. La série grisée au premier plan constitue, dans notre interprétation, le remplissage de la vallée comprenant les coulées à fort pendage de *Cho Marcial* et des dépôts proximaux d'éboulements liés au recul de la tête de la vallée par érosion régressive. Au second plan, on peut observer la série entaillée par la vallée. Elle consiste en un empilement de coulées à pendage relativement faible orienté vers le NW et

provenant de l'axe de la rift zone. Nous avons échantillonné l'une des coulées au bord de la route près de la *Montaña Ayosa* (TNF10Y, 2000 m). Cette série affleure sur près de 350 m d'épaisseur dans la vallée incisée sous *Ayosa* et se poursuit le long de l'axe de la rift zone jusqu'à *Fuente de Joco* (Figure II.42) où elle se connecte à la paroi de *Santa Ursula*. Cette série correspond à l'empilement proximal du flanc Nord de la NERZ, entaillé par une vallée érosive.



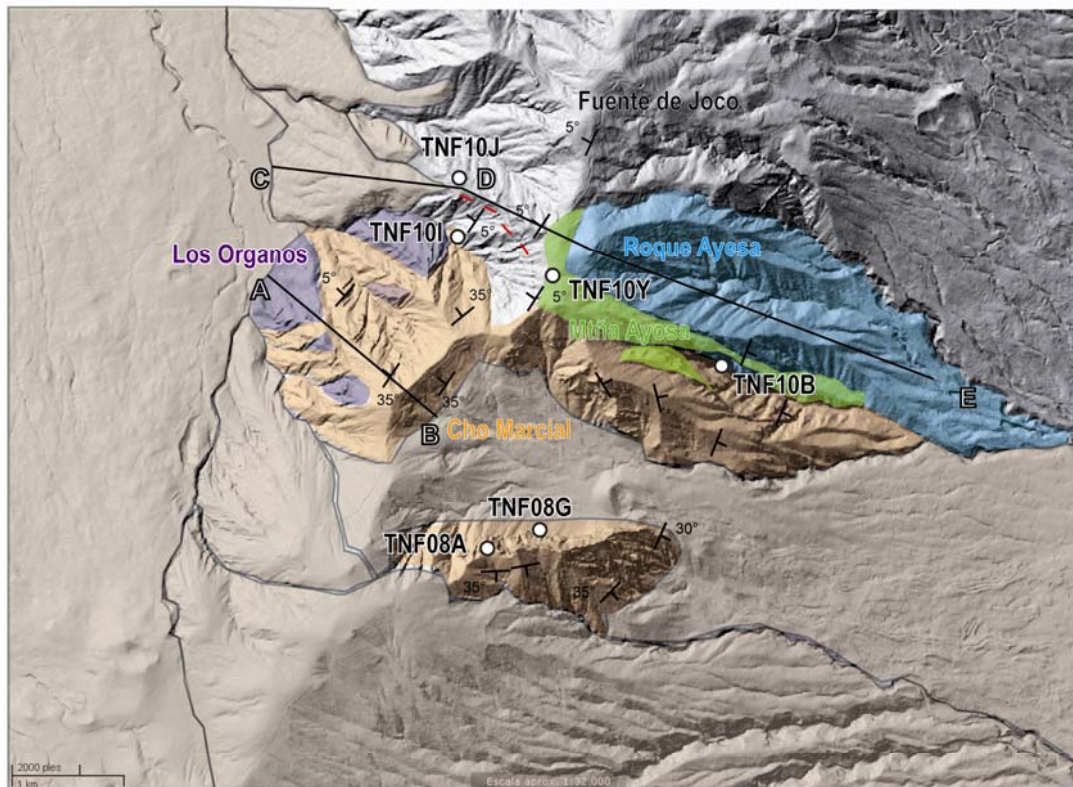
Figure II.40 : La séquence bréchique massive constituant la falaise de Los Organos, sous le flanc Nord Ouest de Cho-Marcial.

Sur le panorama de la figure II.39, elle semble assez continue, à l'exception d'un niveau clair lité présentant des pendages opposés à ceux de la série, dont une partie est occultée par une crête située entre. En suivant cette crête vers l'amont, on retrouve ce niveau clair lité présentant un pendage inverse et formant une dépression remplie par la coulée qui le surmonte. Ce niveau clair pourrait correspondre au lit d'une paléo-vallée perchée, fossilisé par l'activité volcanique ultérieure. Cette activité constitue une pile relativement continue jusqu'au sommet d'*Ayosa*.

Pour plus de lisibilité, sur la photo-interprétation, nous avons marqué les formations situées au dessous de cette paléo-vallée par une surcharge verte et celles situées au dessus de cette surface d'érosion par une surcharge rouge. Ce

paléo-chenal, d'une largeur d'environ 200 m indique le développement d'un réseau de drainage important dans cette zone proximale de la rift zone, indiquant une activité discontinue de celle-ci.

Le volcan de Cho Marcial est construit sur la pente du mur arrière de la loupe de glissement de Guïmar et construit un édifice oblong dans la direction de plus grande pente (Figure II.31). Cet édifice déborde au dessus de la paroi du glissement (Figure II.38) qui apparait être surbaissée au niveau de Cho Marcial par rapport à Ayosa où la série semble continue (Figure II.41). Les coulées constituant la pile du flanc N présentent de forts pendages dans la partie proximale (Figure II.38). Ces unités semblent se mettre en place dans une paléo-vallée incisée dans la série de construction de la Cordillera Dorsal nappant les reliefs préexistants et régularisant les dépressions (Figure II.40). La limite NE de la paléo-vallée ennoyée par Cho Marcial semble se trouver au niveau de l'empilement de la Montaña Ayosa, qui apparait continu entre la base de la paléo-vallée et le sommet d'Ayosa, hormis un paléo-chenal perché observé dans la paroi qui pourrait être drainé par la vallée (Figure II.39).



- Tracé des coupes A-B et C-D
- - - surface érosive associée à la paleo-vallée perchée
- Cho Marcial
- Montaña Ayosa
- Roque Ayesa
- reliefs ennoyés par Cho-Marcial
- produits récents (post-Orotava)

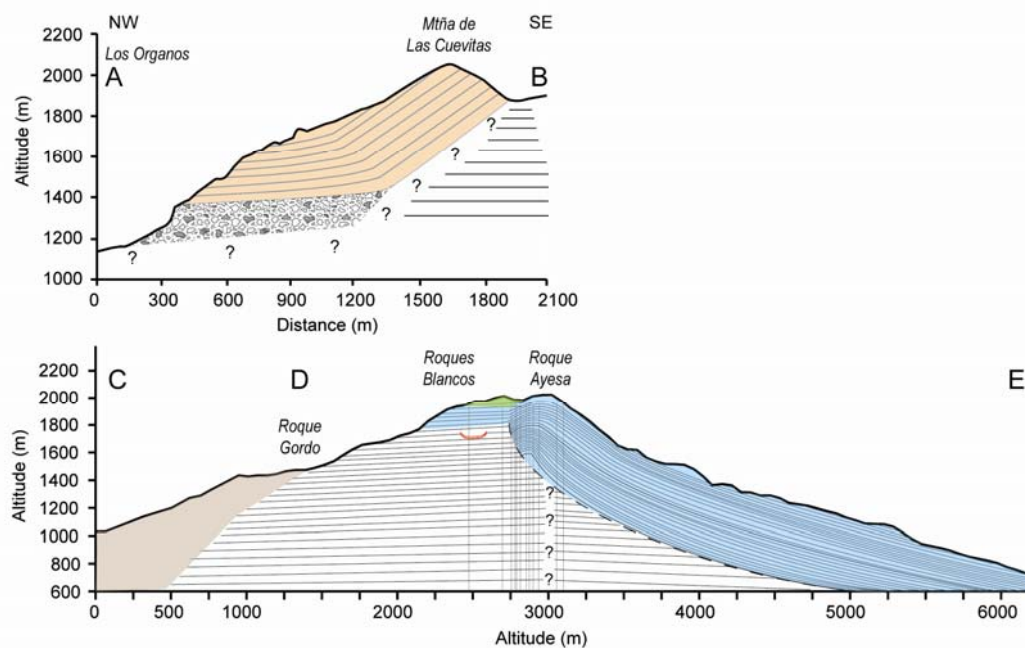


Figure II.41 : carte de la zone axiale de la rift zone Nord Est de Tenerife, reprenant les principales observations de terrain. Les coupes géologiques proposées sont à l'échelle 1:1.

La formation d'Ayosa est intrudée par de nombreux dykes dont nous avons pu mesurer l'orientation de 58 specimen dans les affleurements situés le long de la route de la *Cordillera Dorsal* entre *Fuente de Joco* et *Ayosa*. Ces intrusions sont assez épaisses (1,8 m en moyenne). Leur distribution (Figure II.42) est très similaire à celle des dykes de la paroi N de *Guïmar* avec 50% des dykes d'orientation N30-60 (dont près de 25% pour la population N40-50). L'orientation moyenne des dykes du jeu de données est N40). La majorité de ces dykes a été mesurée sur la section de la route située sous le sommet de la *Montaña Ayosa*, à proximité de *Cho Marcial*.

Nous avons poursuivi notre série de mesures le long de la route dans les unités de *Cho Marcial* dans lesquelles nous avons pu mesurer 48 dykes. Cette série d'intrusion est moins épaisse que celle recoupant *Ayosa* (1,1 m en moyenne). La distribution des orientations des dykes dans cette section est en revanche très différente de celle des dykes traversant la série d'Ayosa.

Si la direction la plus représentée reste N40-60 (14% des orientations mesurées), accompagnée de N50-60 (8 %), le reste de la population est concentré dans une population entre N140 et N170 (30%) ainsi qu'un groupement N0-20 (14%), qui dévient la moyenne des orientations à N0.

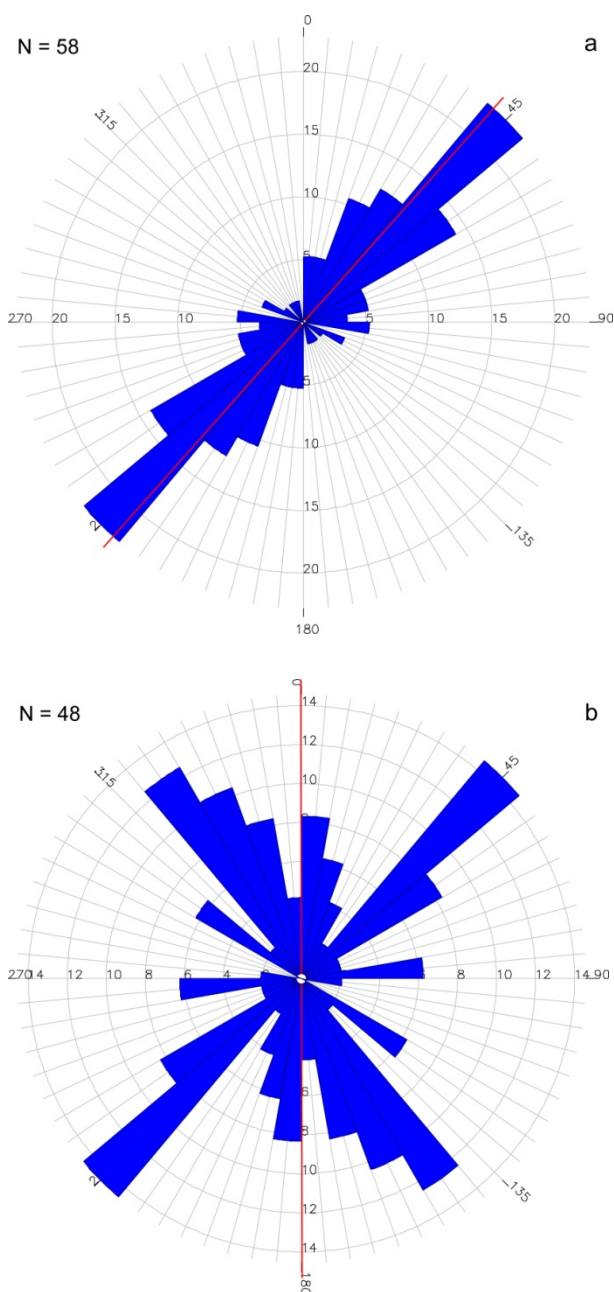


Figure II.42 : rose diagrams représentant les orientations des dykes mesurés dans les séries d'Ayosa (a) et de Cho Marcial (b) le long de la route de la *Cordillera Dorsal*. Ces diagrammes ont été réalisés respectivement à partir de populations de 58 (a) et 48 (b) dykes. La largeur des « pétales » des deux diagrammes vaut 10°. Les lignes rouges représentent la moyenne de l'orientation de chaque population. Les effectifs de chaque classe sont donnés en pourcent.

Ce type de distribution est relativement anormal pour une rift zone et fondamentalement différent de celui de la *Montaña Ayosa* située à proximité. Les jeux de mesures ont une taille semblable et ont été mesurés sur des transects globalement parallèles et de longueur sensiblement équivalente (≈ 2 km). Les dykes qui ont une direction alternative au cluster N40-60 pointent globalement vers la partie centrale de *Cho Marcial*. Le champ de contraintes a dû être localement perturbé par ce volcan, ce qui suggère qu'il était d'une taille particulièrement importante par rapport à la *Montaña Ayosa*, qui semble ne pas avoir eu d'effet semblable à sa proximité. Ceci suggère également que les deux édifices, pourtant géographiquement très proches ont eu deux systèmes d'alimentation différents : *Ayosa* étant alimenté par la rift zone, et *Cho Marcial*, alimenté par un système indépendant, hors de l'axe de la *Cordillera Dorsal*.

Pour vérifier cette hypothèse, nous avons essayé de mesurer d'autres dykes recoupant les parois de cet édifice. L'accessibilité de celles-ci nous a limité à la mesure de 19 intrusions.

Nous avons essayé de compléter ce jeu de mesures par le biais des images aériennes du volcan, mises en ligne sur le serveur de l'agence GRAFCAN. La résolution annoncée par GRAFCAN est d'environ 80 cm pour le set de données utilisé. Nous avons cependant pu distinguer des objets repérés sur le terrain de taille inférieure à 40 cm (Figure II.43). Ce jeu de données est donc susceptible de nous permettre de repérer des dykes inframétriques.

Nous avons mosaïqué et géoréférencé 221 captures d'écran pour reconstituer la zone de Cho Marcial avec la résolution maximale offerte par le serveur web. Nous avons ensuite analysé cette mosaïque et marqué les linéaments observés en prenant soin de vérifier les pendages des coulées dans les sections observées pour ne marquer que les linéaments recoupant la stratigraphie. Nous avons vérifié autant que possible la distribution des dykes télé-détectés en observant nos photographies de terrain et en comparant les orientations à celles que nous avons pu mesurer.

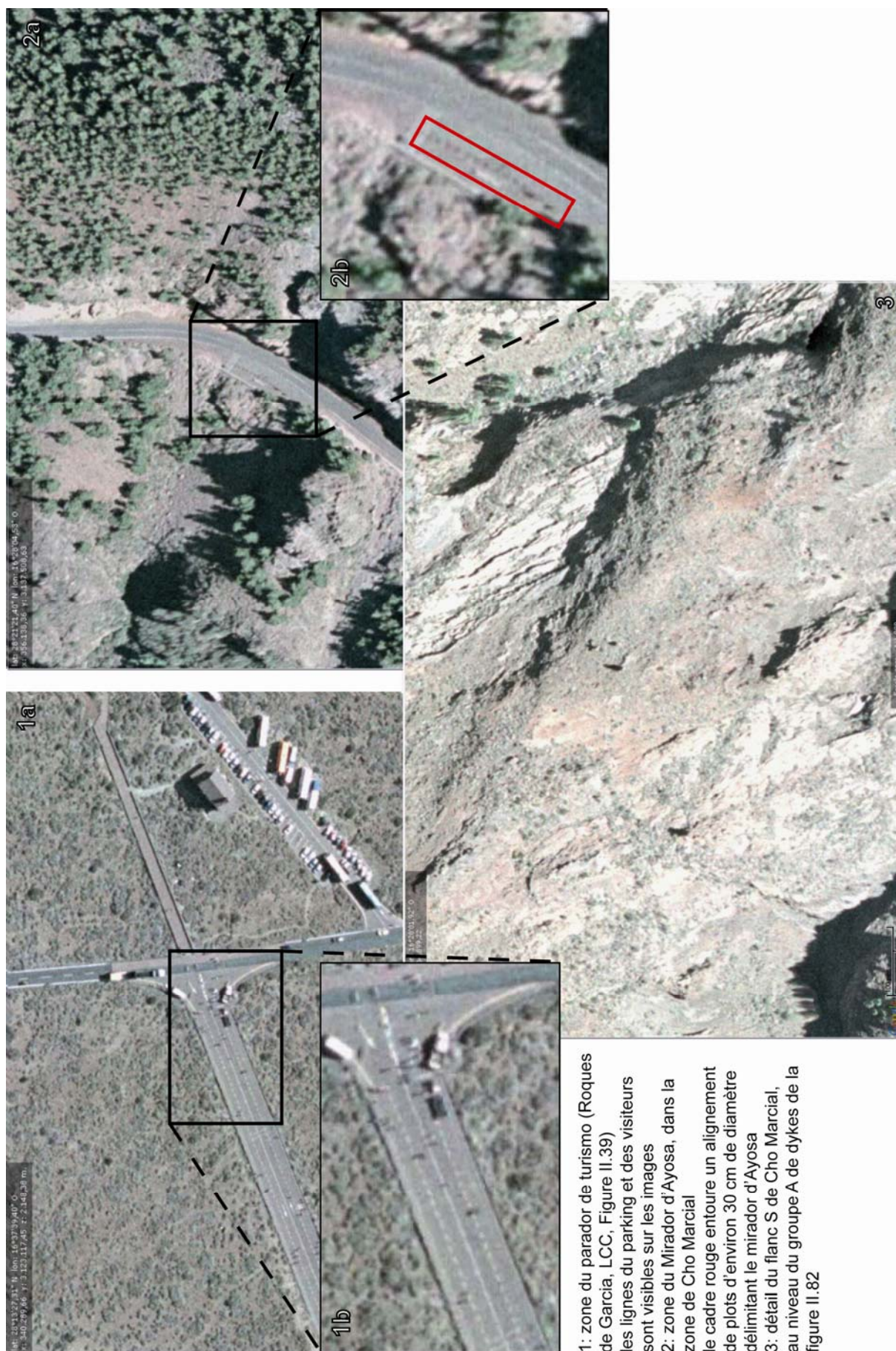


Figure II.43: illustration de la résolution des images GRAFCAN utilisées pour la télédétection des dykes de CM

1285 linéaments ont ainsi été marqués entre Igueque et Roques Blancos sur une bande de près de 4 km de part et d'autre de la rift zone (Figure II.44). Leurs directions se corrèlent assez bien avec celles des dykes mesurés sur le terrain dans les zones où nous disposons des deux types de données.

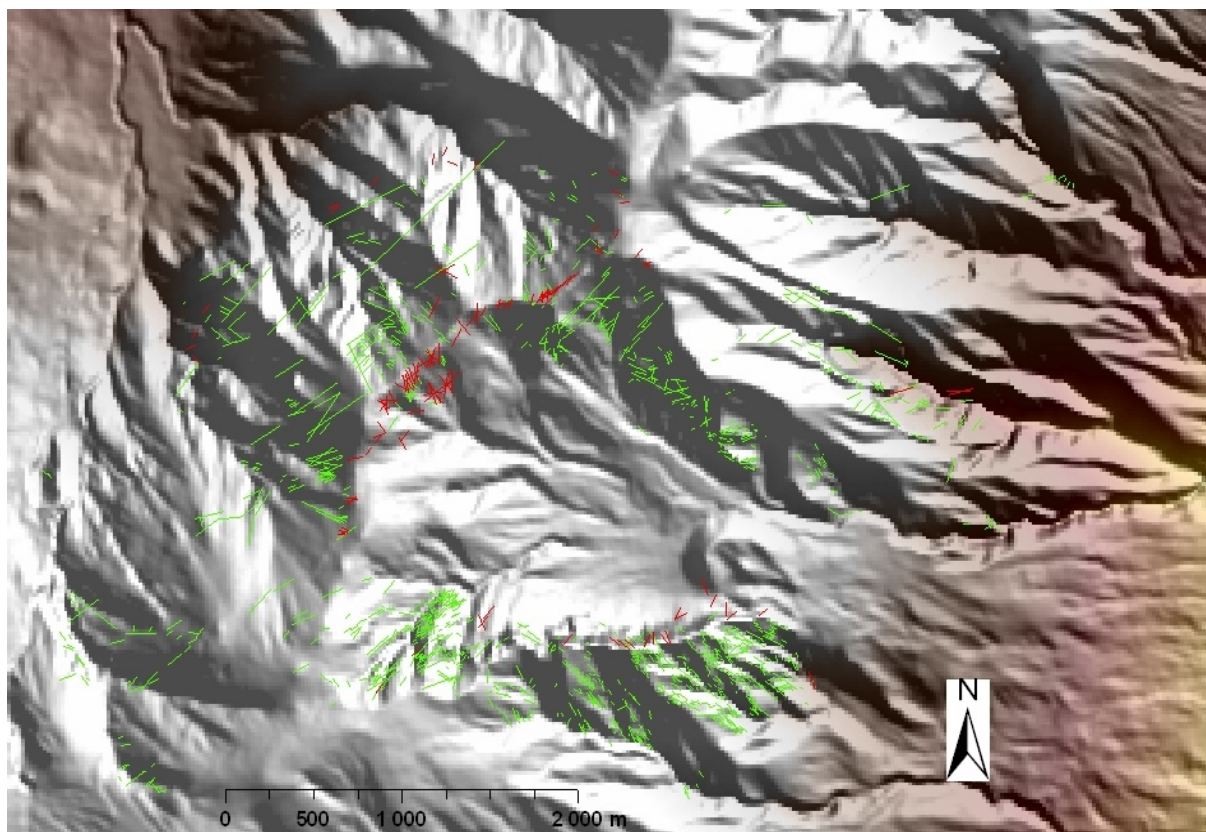


Figure II.44 : Distribution des dykes dans la zone de Cho Marcial. Les linéaments marqués en vert correspondent aux dykes télé-détectés sur les images de GRAFCAN. Les lignes rouges marquent les dykes mesurés sur le terrain.

La direction N40-60 est principalement représentée sur une bande relativement étroite qui matérialise un axe pour la NERZ. Cet axe passe par *Igueque* et traverse *Cho Marcial* jusqu'à la *Montaña Ayosa* par deux vallées incisées parallèlement à cette direction. Le barranco NE-SW situé sous *Igueque* est la seule zone du flanc Sud recoupée par des linéaments orientés N40-60. Sur la photo aérienne utilisée, une partie de cette zone est située dans l'ombre de la paroi semble traversée par des linéaments et la densité de ces structures détectées dans partie éclairée apparaît disproportionnée. Sur le terrain, nous avons réussi à parvenir au pied de cette partie du mur et avons pu constater que les linéaments détectés étaient bien une concentration de dykes (Figure II.45).

Les orientations des dykes détectés dans ce couloir sont représentées sur la figure II.46. La direction majoritaire parmi les 212 dykes mesurés est N50-60, ce qui constitue une légère déviation par rapport aux dykes mesurés sur d'autres sections de la NERZ (Ayosa ou le transect de la paroi N de Guïmar). Bien que cette direction soit habituellement présente, c'est la seule section dans laquelle nous l'avons trouvée majoritaire (25%). Cette direction est accompagnée des azimuts N40-50 et 60-70 qui représentent chacun 15% de l'effectif total.



Figure II.45 : le barranco Riscos del Pozo, orienté N50, situé sous Igueque consiste en un enchevêtrement de dykes orientés selon cet azimut et qui guide l'incision. Les dykes incisent un empilement de coulées qui pendent vers le Sud, concordant avec le reste du flanc Sud de Cho Marcial.

Le couloir d'intrusion mis en évidence ici mesure près de 200 m de large en base de paroi. Compte tenu de la densité d'intrusions dans ce secteur, une extension minimum du secteur SW de Cho Marcial de 150 m selon l'azimut N140 par ce réseau intrusif est envisageable.

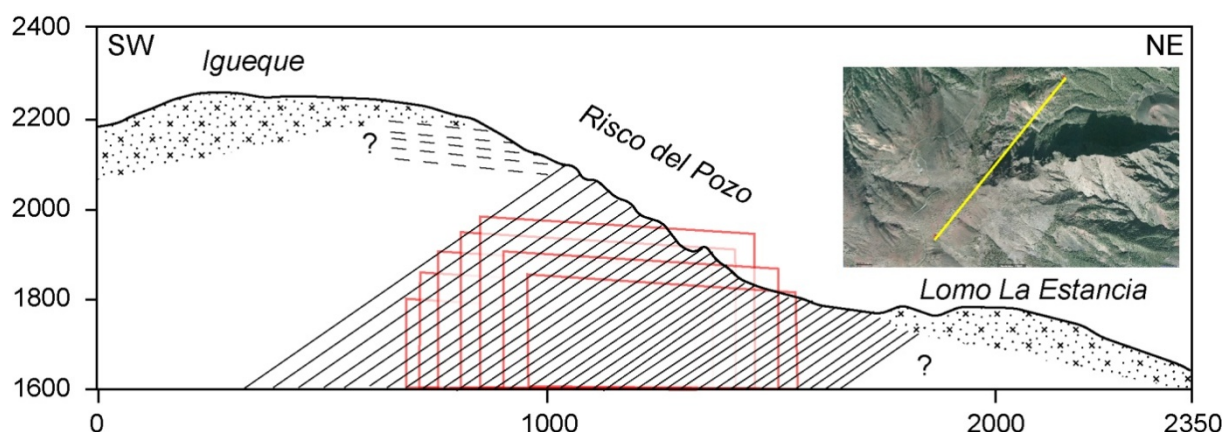


Figure II.47 : Profil topographique à travers le Risco del Pozo et le couloir de dykes N50. La position du trait de coupe est représentée par la ligne jaune sur la photo aérienne. Les coulées du flanc de Cho Marcial sont représentées par les lignes continues noires et sont recoupées par le faisceau de dykes N40-60 représenté par les trapèzes au contour rouge. Les lignes en tireté correspondent aux coulées d'Igueque qui pénètrent dans le barranco Risco del Pozo. Le figuré pointillé représente les édifices stromboliens récents d'Igueque et Lomo de la Estancia qui recouvrent Cho Marcial.

Cette famille de dykes recoupe les formations de Cho Marcial (Figures II.47 et II.48) mais ne traverse ni les dépôts stromboliens remplissant Cho Marcial au NE, ni les coulées les plus hautes de l'empilement du barranco dont la dernière provient sans nul doute d'Igueque. Cet alignement de cônes qui donne naissance aux coulées nappant le flanc Sud de Cho Marcial est construit dans le prolongement du couloir de dykes. Les coulées les plus hautes dans la pile mise à jour par le barranco pénètrent dans celui-ci et semblent provenir d'Igueque. L'incision de cette structure étant guidée par les intrusions (Figure II.48), l'essaim de dyke observé est donc antérieur aux coulées d'Igueque et pourrait être contemporain de la construction de Cho Marcial.



Figure 48 : guidage de l'incision des barrancos par les dykes dans la paroi S de Cho Marcial

Ce couloir d'intrusions de direction N40-60 est masqué dans la partie centrale de Cho Marcial par les édifices stromboliens qui remplissent cette dépression. On retrouve une structure semblable sous la Montaña Ayosa, au niveau de laquelle la densité d'intrusions apparaît bien moindre et l'on pourrait imaginer une dilatation différentielle de l'édifice.

La figure II.45 montre une grande densité d'intrusions dans le flanc S où 630 linéaments ont été marqués. Ces intrusions ont été repérées sur la surface structurale du flanc S et recoupent donc tout l'édifice en accord avec les observations de terrain. L'activité intrusive semble être intervenue tardivement dans l'évolution de Cho Marcial.

L'ensemble des linéaments repérés se répartit de manière homogène sur une plage de directions entre N110 et N160 (Figure II.46). Nous avons découpé le flanc S

de Cho Marcial en cinq secteurs contigus et avons représenté les dykes les intrudant sur des rose diagrams indépendants (Figure II.46). Chacun des secteurs est caractérisé par une distribution des orientations selon une direction majoritaire qui lui est propre variant de N140-150 pour le secteur A (secteur le plus au Sud), à N110-120 pour le secteur E (secteur le plus à l'Est), suggérant une organisation radiale de l'essaim de dykes intrudant le flanc du volcan.

Les dykes s'intrudant parallèlement à la contrainte horizontale maximum, on peut en déduire que les contraintes locales au moment de l'intrusion étaient globalement isotropes dans le plan horizontal. Ceci suppose que le champ de contraintes local était dominé par la composante verticale, liée à la charge de l'édifice (Dietrich, 1988) qui est proportionnelle à sa taille (McGuire et Pullen, 1989). Le développement tardif de cet essaim de dykes est probablement lié au dépassement d'un seuil dans la taille du volcan, permettant de contrebalancer l'influence de la rift zone.

La construction d'un édifice aussi massif que *Cho Marcial* sur une pente va nécessairement induire un champ de contraintes dominé par une compression de l'édifice dans la direction de la pente. Nous avons vu que le flanc Nord de *Cho Marcial* était stabilisé par le flanc Sud de *Roque Ayesa*. Au contraire, le flanc Sud de Cho Marcial est libre et va donc supporter toute la charge de l'édifice.

Sur la figure II.46, le groupe de dykes du secteur B, dont l'orientation majoritaire est N135 contient une famille représentant près de 15% de l'effectif total dont l'orientation est N80-100. Ces dykes semblent constituer un ensemble en échelons qui pourrait matérialiser un mouvement différentiel entre les secteurs adjacents.

Les effets de la déformation d'un volcan sur les directions d'intrusion ont été étudiés par Walter et Troll (2003) qui montrent que dans le cas d'une intrusion à l'intérieur de ou à proximité de l'interface avec un flanc en glissement, une partie importante des intrusions était déviée dans la direction de la déformation, à la fois dans le secteur stable et dans le secteur en étalement. Cette distribution est compatible avec la distribution anormale des dykes dans le flanc NW et le faisceau de dykes du flanc S, suggérant un étalement gravitaire de Cho Marcial.

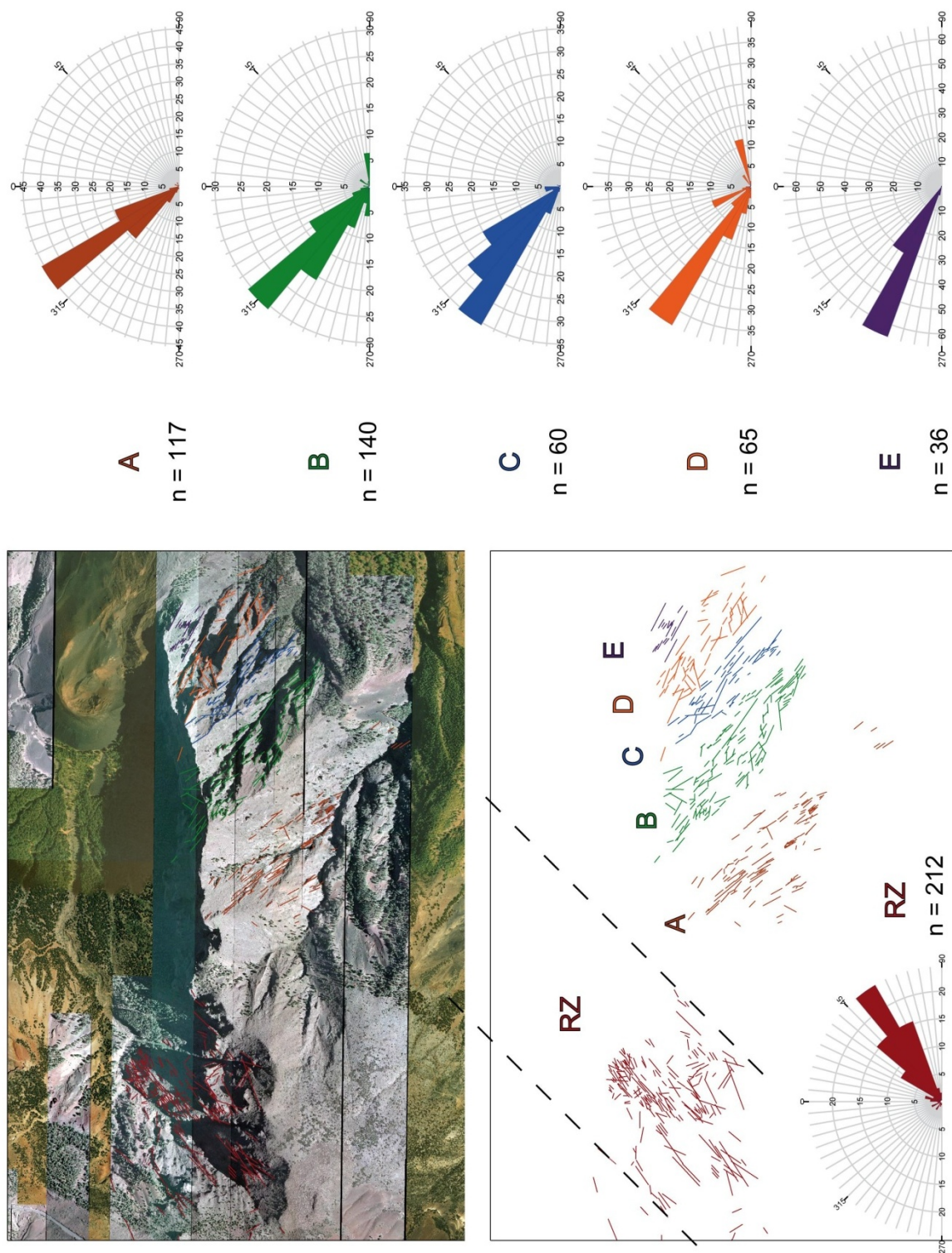


Figure II.46 : Synthèse de la distribution des dykes dans le flanc Sud de Cho Marcial. La partie gauche de la figure est une cartographie des dykes détectés et mesurés pour cette zone, représentée sur la mosaïque d'images aériennes réalisée et sur un fond blanc dont l'extension représente l'extension de la photo. Les couleurs différencient les différents groupes d'orientation des linéations définis par secteur. Les rose diagrams de ces groupes sont représentés dans la partie droite de la figure pour les secteurs les plus à l'Est. Le rose diagram des directions rift zone a été représenté à part. Les pointillés sur la carte représentent l'axe de la rift zone tel qu'il est défini par le couloir d'intrusions d'orientation N40-60. La largeur des « pétales » des diagrammes vaut 10°. Le nombre de linéations de chaque population est indiqué à côté de chaque diagramme. Les effectifs de chaque classe sont donnés en pourcent.

Cependant les distributions des dykes obtenues par ces auteurs ne semblent pas tout à fait compatibles avec les distributions observées pour Cho Marcial. Dans le cas des modèles de Walter et Troll (2003), la charge de l'édifice intrudé fait s'étaler la partie du flanc du volcan dont le substrat est lubrifié. Le cas de Cho Marcial est plus complexe. L'édifice est asymétrique et se déforme sur une pente sous l'effet de la charge du volcan. A ce scénario viennent s'ajouter la pression exercée par la rift zone en arrière du flanc et l'abuttement du flanc NE contre la série d'Ayosa qui produisent certainement une déformation inhomogène.

Toutefois, ces distributions d'intrusions sont tout à fait incompatibles avec celles produites par le fonctionnement d'un système calderique, proposé par Coppo et al. (2010) sur la base de sondages de résistivité électrique. En revanche, les systèmes en étalement sont affectés par une subsidence de la partie sommitale sous l'influence d'un jeu de failles normales, découpant, pour les édifices déformés de manière homogène, un réseau de grabens en fleur (Delcamp et al., 2008).

Nous proposons que ce réseau extensif, couplé au faisceau de dykes, ait facilité l'érosion du cœur de l'édifice, probablement fortement hydrothermalisé par le système intrusif.

2.2.2. Remplissage de la loupe de glissement de La Orotava

L'activité volcanique à l'origine du remplissage de la loupe de glissement de La Orotava consiste en une activité diffuse le long de l'axe de la NERZ. Il existe quelques édifices individualisés, appuyés sur le mur arrière du glissement, mais les coulées qui leur sont associées sont morphologiquement plus jeunes que le reste du remplissage. Ils sont donc l'expression d'une activité de remplissage tardive de la loupe de glissement. Nous avons échantillonné une coulée associée au Lomo de la Vieja (TNF08M).

Comme le montre la carte en topographie ombrée de la figure II.49, le remplissage de la loupe de glissement de La Orotava est très homogène et il n'existe pas d'incision réellement profonde dans la série de remplissage permettant un accès aux produits de remplissage les plus anciens. Pour accéder à ces unités, nous avons exploré les galeries de Pino Soler (1150 m d'altitude) et El Almagre (1455 m).

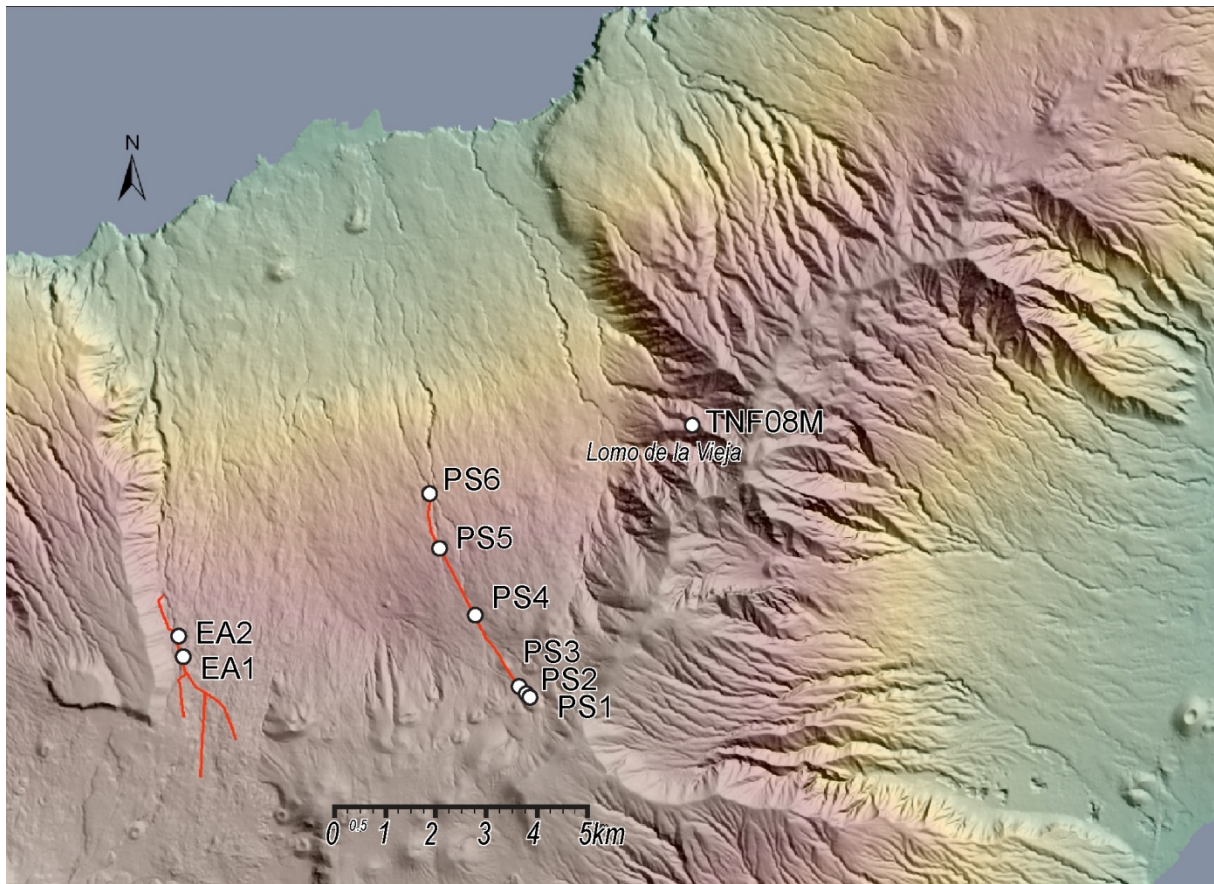


Figure II.49 : Topographie ombrée de la NERZ sur laquelle sont représentés les points d'échantillonnage de la phase de remplissage de la loupe de glissement de La Orotava. Les lignes rouges représentent le tracé des deux galeries explorées.

La galerie Pino Soler occupe une position centrale dans la loupe de glissement de La Orotava. Elle pénètre dans le flanc de la NERZ jusqu'à une profondeur de 4900 m. La mortalon est matérialisée dans cette galerie par une zone assez intrudée et hydrothermalisée qui a nécessité l'étalement de la galerie, empêchant les observations. De l'eau suinte le long des dykes et forme des concrétions suggérant une alimentation de l'aquifère par le système hydrothermal de la rift zone. PS4 est le premier échantillon prélevé après cette section, à environ 2600 m de profondeur. Il s'agit d'un basalte sombre très porphyrique.

La projection de ce point d'échantillonnage à la surface se situe à une altitude de 1710 m soit une différence de 560 m avec l'altitude de la galerie. En corrigeant d'un pendage de 15° (valeur maximum de la pente superficielle dans la zone), l'épaisseur de la pile de remplissage dans la loupe de glissement de La Orotava dépasse 530 m au niveau de la galerie de Pino Soler. Ce résultat est en accord avec les données publiées par le Servicio de planificacion hidraulica (1991). Il est en revanche en

totale contradiction avec les affirmations de Carracedo et al. (2011) qui décrivent la loupe de glissement de La Orotava comme une loupe de glissement pratiquement vierge de produits de remplissage.

Nous avons échantillonné deux autres coulées dans la succession du remplissage de la loupe de glissement de La Orotava. PS5 est un basalte peu porphyrique pris à une profondeur d'environ 1200 m sous une pile d'une épaisseur d'environ 230 m. PS6 est l'échantillon prélevé dans la coulée benmoreitique superficielle sous laquelle l'entrée de la galerie est creusée.

La galerie d'El Almagre est une galerie qui pénètre dans la caldera de Las Cañadas. Le dégazage naturel de CO₂ et Rn est très important dans cette galerie et nous n'avons pas pu y rester longtemps malgré le dispositif de ventilation mis en place (4.2% de CO₂ dans l'air au fond de la galerie). Nous n'avons pas pu établir de stratigraphie pour cette galerie et nous n'avons pris que deux échantillons à 1300 m (EA1) et 950 m (EA2).

II.2. Datations radiométriques

Dans les systèmes volcaniques insulaires, les informations apportées par la stratigraphie présentent un intérêt limité si elles ne sont pas couplées à un jeu de datations absolues permettant de contraindre le « timing », la durée, et la récurrence des phénomènes de construction et de destruction.

1. Principes de radiochronologie

La décroissance radioactive de certains radionucléides est classiquement utilisée pour contraindre l'âge et la dynamique des processus géologiques. De nombreuses méthodes appliquées à des radionucléides variés ont été mises au point, répondant aux différents problèmes posés par les phénomènes étudiés. Le principe reste néanmoins le même pour toutes ces applications. Un radionucléide père se désintègre en un isotope fils, dit radiogénique, selon une loi de décroissance exponentielle totalement indépendante des conditions physico-chimiques environnementales. Le nombre de désintégrations de l'isotope père (dN) au cours d'une période dt est proportionnel à la teneur en ce radionucléide N :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

où λ , la constante de désintégration, équivaut à :

$$\lambda = \frac{\ln 2}{T}$$

avec T, la période (ou demi-vie), qui correspond au temps nécessaire à la désintégration de la moitié des radionucléides pères initiaux, et $[\lambda] = T^{-1}$

En intégrant l'équation différentielle de la décroissance radioactive, on obtient :

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}$$

avec N_t , la quantité d'isotope père subsistant à l'instant t et N_0 la teneur initiale en radionucléide père

Dans cette équation, N_0 et t sont inconnus, mais accessibles en considérant l'accumulation corollaire de l'isotope radiogénique D à tout instant t (Figure II.50):

$$N_0 = N_t + D_t$$

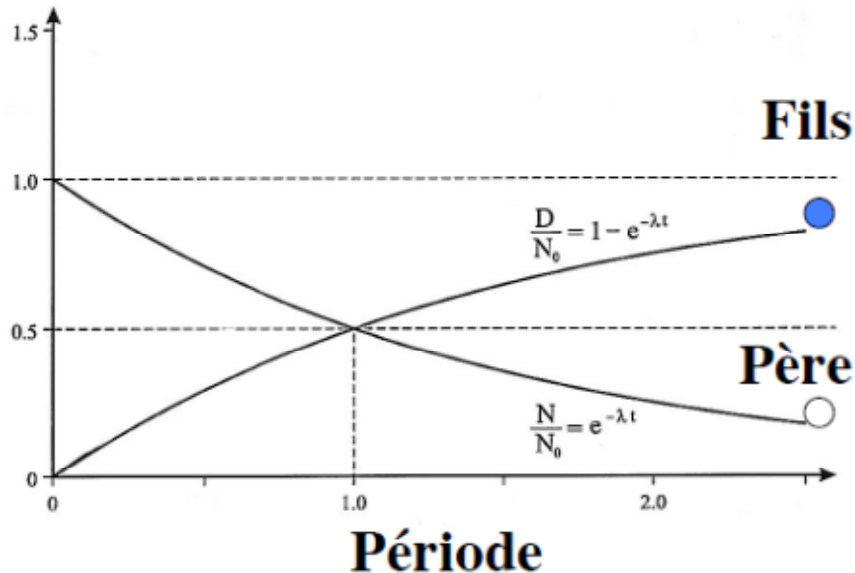


Figure II.50 : Schéma illustrant la décroissance d'un isotope radioactif (père) et l'accumulation de l'isotope radiogénique (fils) dans un système fermé.

on obtient ainsi l'équation générale d'âge pour la datation radiométrique :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D}{N} + 1 \right)$$

2. Choix du couple de radionucléides et de la méthode

Les datations radiométriques existantes sur Tenerife révèlent que l'activité volcanique s'est échelonnée au cours des 15 derniers millions d'années (ex : Ancochea et al., 1990, 1999 ; Thirlwall et al, 2000 ; Guillou et al., 2004). La plupart de ces âges ont été produits grâce au couple K-Ar qui présente un certain nombre d'avantages sur d'autres méthodes pour la problématique qui nous intéresse ici. En effet, la gamme d'âges couverte par le couple K-Ar va de quelques centaines d'années (ex : Quidelleur et al., 2001) dans les cas les plus favorables à plusieurs centaines de millions d'années, encadrant facilement la période de construction de Tenerife. D'autre part, le potassium est un élément majeur particulièrement abondant dans les produits alcalins émis à Tenerife (généralement > 1% dans les basaltes) facilitant la mise en œuvre des méthodes de datation basées sur le couple K-Ar. En

revanche, les teneurs en Ca des laves canariennes sont un inconvénient pour l'utilisation de la technique ^{40}Ar - ^{39}Ar . En effet, pour cette technique, K et Ar sont dosés simultanément par spectrométrie de masse sur phase gazeuse après irradiation neutronique de l'échantillon qui transforme le ^{39}K en ^{39}Ar . Cependant, un tel traitement a pour conséquence la production, à partir des noyaux de Ca, de noyaux de masses parasites (36, 37 et 39) qui vont interférer dans l'analyse (McDougall et Harrison, 1999). Dans le cas d'échantillons relativement jeunes, peu potassiques et calciques, la proportion de ces masses parasites conduit à des corrections qui vont entacher le résultat de forts degrés d'incertitude.

Nous avons donc privilégié dans cette étude l'utilisation de la technique K-Ar qui a souvent été utilisée dans les Canaries et plus généralement pour contraindre l'évolution de nombreuses îles volcaniques (Gillot et al., 1994 ; Quidelleur et al., 1999, 2001, 2002, 2003, 2010 ; Hildenbrand et al., 2003, 2004, 2008; Samper et al., 2007, 2008 ; Germa et al., 2010, 2011 ; Salvany et al., 2011).

3. Le couple K-Ar

Le potassium (K) est un élément particulièrement abondant sur Terre (le 7^{ème}) et plus particulièrement dans la croûte continentale de part son caractère incompatible (élément alcalin à rayon ionique important et faiblement électronégatif). Ce caractère incompatible le concentre dans les magmas produits par de faibles taux de fusion partielle (contextes intraplaque) ainsi que dans les liquides résiduels associés aux processus de différenciation. Il n'entre dans la composition que de peu de minéraux (certains feldspaths, ou certaines amphiboles et biotites) et dans le cas des basaltes, est le plus souvent concentré dans la mésostase volcanique.

Trois isotopes sont présents en quantités significatives dans la nature ^{39}K (93,258%), ^{40}K (0,0117%) et ^{41}K (6,730%) (Garner et al., 1975), le ^{40}K étant radioactif. Sa désintégration produit à la fois du ^{40}Ca et de l' ^{40}Ar (Figure II.51) avec les constantes de désintégration $\lambda_\beta = 4,962.10^{-10} \text{ an}^{-1}$ et $\lambda_\epsilon = 0,581.10^{-10} \text{ an}^{-1}$ respectivement (Steiger et Jaeger, 1977).

Pour le couple K-Ar, l'équation d'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D}{N} + 1 \right)$$

avec :

$$\lambda = \lambda_{\beta} + \lambda_{\epsilon}$$

$$= 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} \text{ (T = 1,250 Ga)}$$

$$D = {}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ca}^*$$

$$= {}^{40}\text{Ar}^* + \frac{{}^{40}\text{Ar}^* \cdot \lambda_{\beta}}{\lambda_{\epsilon}}$$

$$N = {}^{40}\text{K}$$

devient :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\beta} + \lambda_{\epsilon}} \ln \left[\left(\frac{\lambda_{\beta} + \lambda_{\epsilon}}{\lambda_{\epsilon}} \right) \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} + 1 \right]$$

où les inconnues ${}^{40}\text{Ar}^*$ et ${}^{40}\text{K}$ devront être mesurées au laboratoire

Le dosage du ${}^{40}\text{K}$ découle directement des proportions des différents isotopes et de la teneur en K de l'échantillon. La teneur en potassium peut être mesurée aisément par différents moyens de quantification chimique. Son énergie d'ionisation étant relativement faible, la spectrométrie optique, facilement mise en œuvre, est classiquement utilisée (ex : Gillot et al., 1992).

Le K est un élément relativement mobile qui peut être partiellement lessivé par la circulation de fluides provoquant une argilisation de la roche. Dans un tel cas, si la quantité d'argon n'a pas été modifiée, le temps nécessaire à la production de l'argon radiogénique mesuré à partir de la teneur en K apparente est surestimé.

Le dosage de l'argon radiogénique pour les roches volcaniques jeunes et/ou peu potassiques est plus délicat. En effet, de l' ${}^{40}\text{Ar}$ est produit en continu dans tout le système Terre conduisant à son accumulation par rapport aux autres masses (${}^{36}\text{Ar}$ et ${}^{38}\text{Ar}$) et à la distribution anormale des isotopes de l'Ar dans l'atmosphère actuelle

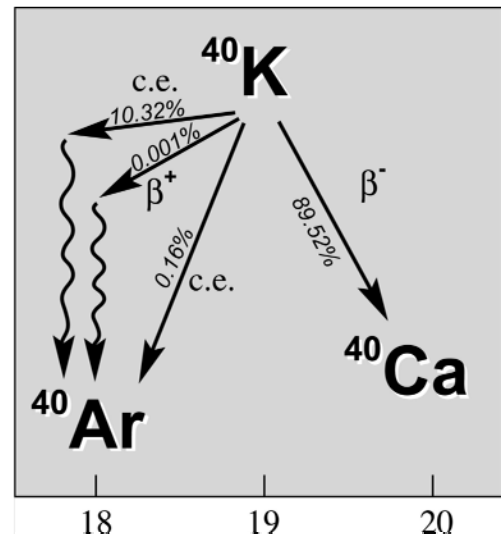


Figure II.51 : modes de désintégration du ${}^{40}\text{K}$ en ${}^{40}\text{Ar}$ et ${}^{40}\text{Ca}$ et leurs fréquences.

(^{36}Ar , l'isotope le plus léger, et qui devrait être le plus abondant, ne représente plus dans l'atmosphère actuelle que 0,34% de l'Ar).

Une quantité importante d'argon radiogénique mantellique est donc disponible en profondeur, et susceptible d'être intégrée à un magma lors de sa remontée vers la surface. L'argon est un gaz rare, chimiquement inerte, qui ne forme pas de liaisons avec le réseau silicaté et qui y est donc piégé sous certaines conditions. En effet, l'argon est susceptible de diffuser librement hors des structures minérales au dessus de leur température de fermeture (par exemple de l'ordre de la centaine de degrés pour les feldspaths, Berger & York, 1981).

L'argon présent à l'instant t_0 dans une roche passant la température de fermeture a une composition $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar } R_0$. Dès lors, la désintégration de ^{40}K pendant une période dt produira une accumulation de $^{40}\text{Ar}^*$ dans la structure minérale (figure II.52), augmentant le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$:

$$R_t = R_0 + {}^{40}\text{Ar}_{dt}$$

$$= \frac{{}^{40}\text{Ar}_0 + {}^{40}\text{Ar}_{dt}}{{}^{36}\text{Ar}_0}$$

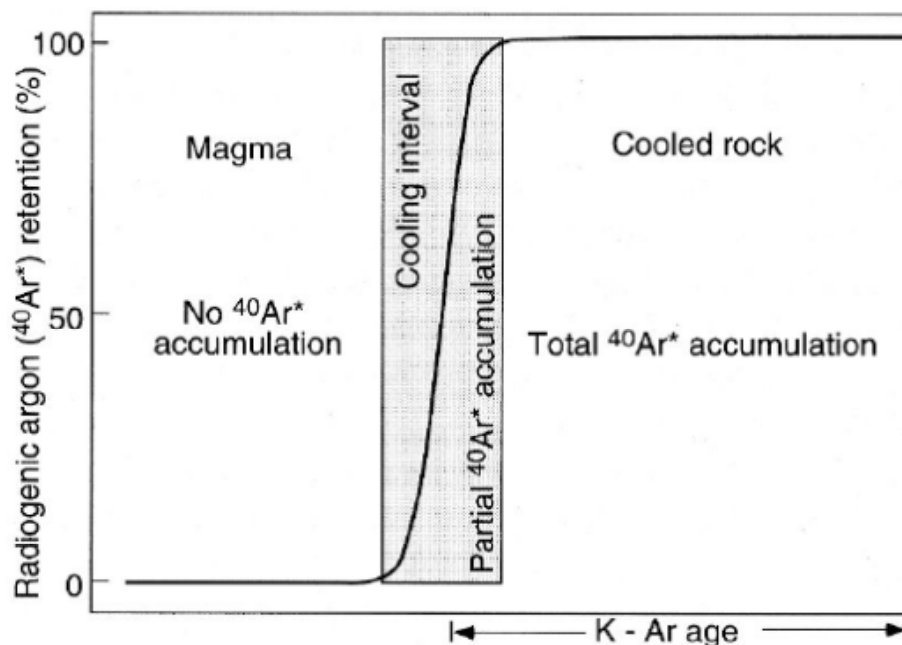


Figure II.52 : illustration de la fermeture du système isotopique conduisant à l'accumulation d'argon radiogénique dans un échantillon et la signification de l'âge mesuré (d'après McDougall et Harrison, 1999).

Un refroidissement lent de la roche, par exemple dans le cas de roches plutoniques, occasionne une rétention partielle de l'Ar dans la roche qui produiront un âge global intermédiaire entre la mise en place du pluton et le passage de la température de fermeture. Il est possible d'exploiter ce phénomène pour obtenir des informations dynamiques comme la vitesse de refroidissement, connaissant la température de fermeture de chacune des différentes espèces minérales, en analysant la composition isotopique d'aliquots de chacune de ces phases. D'autre part, si pour une raison quelconque, la température subie par la roche repasse au dessus de la température de fermeture du système, alors tout ou partie de l' ^{40}Ar pourra s'échapper vers l'atmosphère, rajeunissant isotopiquement l'échantillon. Cette propriété peut être exploitée en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour la thermochronologie.

Dans le cas des roches volcaniques, un magma parent formé par fusion partielle d'un protolite contenant de l' ^{40}Ar (produit par la désintégration de ^{40}K dans le manteau) remonte à travers la croûte. L' ^{40}Ar mantellique, dissout dans le magma aux fortes pressions correspondant aux zones de fusion, s'en sépare progressivement avec la diminution de la pression au cours du trajet vers la surface pour finalement former une phase indépendante. L'émission en surface d'un tel « batch » magmatique va conduire à la diffusion de la partie volatile vers l'atmosphère. La coulée, en refroidissant, va s'équilibrer avec l'atmosphère avant la fermeture du système et acquérir une composition isotopique atmosphérique en Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ et $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar} = 1535$ pour l'atmosphère actuelle d'après Nier, 1950). Le refroidissement d'une coulée de lave est un événement bref à l'échelle du chronomètre K-Ar et la fermeture du système correspond ici à la mise en place de la coulée. La composition isotopique en Ar de la roche après un temps dt correspond à :

$$\begin{aligned}^{40}\text{Ar}_t &= ^{40}\text{Ar}_{atm} + ^{40}\text{Ar}_{dt} \\ ^{36}\text{Ar}_t &= ^{36}\text{Ar}_{atm}\end{aligned}$$

De l'argon atmosphérique peut également être incorporé aux grains de la roche par les différents processus d'altération et lors de la préparation de l'échantillon. La détermination de la durée écoulée depuis la fermeture du système requiert de corriger de cette contamination atmosphérique. Dans le cas d'échantillons anciens et potassiques, cette contamination atmosphérique est négligeable par rapport à la

quantité d'argon radiogénique produite. Au contraire, dans le cas d'échantillons jeunes, ce signal atmosphérique peut constituer la quasi-totalité de l' ^{40}Ar mesuré et doit être déconvolué de celui produit par la désintégration du K depuis la fermeture du système. Pour cela, la quantité d' ^{36}Ar , non modifiée par la désintégration radioactive va servir de référence. Connaissant le rapport isotopique de l'Ar dans l'atmosphère, il est possible de déduire la quantité d' ^{40}Ar atmosphérique et la retrancher à la quantité d' ^{40}Ar mesurée.

Ce cas idéal peut être compliqué par l'intégration d'argon mantellique. Une telle incorporation peut se faire selon plusieurs modes : l'intégration de xénolithes contenant de l' ^{40}Ar , l'intégration de fluides chargés en ^{40}Ar dans des inclusions fluides ou magmatiques, l'incorporation dans des minéraux formés précocement à partir du magma au cours de sa remontée (dans une chambre magmatique par exemple)... Dans le cas de chambres magmatiques persistantes, d'anciennes générations de cristaux (pour lesquelles la désintégration de ^{40}K a déjà produit une quantité d' ^{40}Ar) peuvent être incorporées à du magma frais. Si aucune séparation de ces populations minérales n'est effectuée, la composition isotopique de l'argon représentera un mélange entre les différents pôles d'âges.

L'obtention d'un âge significatif pour un échantillon donné passe par la sélection et l'analyse de la phase minérale cristallisée à l'équilibre avec l'atmosphère : dans le cas des roches volcaniques, la mésostase. Le K étant un élément incompatible, il se concentrera dans les dernières phases à cristalliser, présentant un nouvel avantage au travail sur mésostase.

4. Échantillonnage et préparation des échantillons

4.1. Échantillonnage

L'échantillonnage répond, bien évidemment en premier lieu, au critère de signification géologique de l'échantillon. Cependant, des critères de sélection spécifiques à la technique de mesure employée devront être pris en compte.

Tout d'abord, nous avons vu que les événements thermiques peuvent perturber le chronomètre K-Ar. Les coulées échantillonnées devront donc avoir une certaine épaisseur (on préférera des coulées métriques à pluri-métriques) afin que leur inertie

thermique soit suffisante pour ne pas être affectées par la superposition d'une nouvelle coulée. De manière générale, le prélèvement se fera, autant que possible au cœur de la masse à l'affleurement, les interfaces pouvant drainer les flux météoriques ou hydrothermaux et seront donc plus particulièrement sujets à l'altération et au lessivage du K. L'aspect général des coulées susceptibles d'être échantillonnées est déterminant dans le choix. Les coulées massives et présentant un aspect frais, non altéré à la cassure sont privilégiées. L'existence d'enclaves ou de zones potentiellement altérées, nuisibles à la mesure a été examinée systématiquement sur le terrain. La fraction de mésostase retenue représente une proportion assez faible de la masse d'échantillon prélevé. Aussi, afin d'obtenir une quantité appréciable d'échantillon permettant de réaliser confortablement l'ensemble des mesures, plusieurs kg d'échantillon brut sont nécessaires.

4.2. Préparation des échantillons

Au laboratoire, les morceaux prélevés sont découpés à l'aide d'une scie circulaire diamantée afin de s'assurer que l'échantillon soit libre d'éventuelles zones d'altération. Des cubes sont alors découpés dans les parties les plus homogènes et les plus saines de l'échantillon. Des lames minces sont réalisées afin d'examiner la structure microscopique de l'échantillon. Un tel examen permettra de vérifier la fraîcheur de la mésostase, l'absence de xénolithes, de zones de circulation de fluides, de remplissages de vacuoles par des minéraux secondaires... Cet examen est également crucial pour déterminer le protocole de préparation appliqué à l'échantillon : taille de la fraction, estimation de sa densité, de celle des phénocristaux. Les caractères principaux des différents échantillons collectés dans le cadre de cette thèse sont résumés dans le tableau 1.

Les cubes d'échantillon découpés sont ensuite grossièrement broyés dans un mortier en acier puis tamisés sur un jeu de tamis choisi pour séparer la mésostase des phénocristaux. Cette étape permet également de retirer la fraction fine, qui peut contenir une quantité de phénocristaux fragmentés par le broyage. Les fractions retenues sont déterminées par l'examen minutieux des lames minces. Elles sont typiquement dans la gamme 125-250 μm pour la mésostase, 250-500 μm pour les phénocristaux. Un tamis de maille 2 mm est utilisé pour récupérer les fragments les plus gros qui seront repris dans le broyeur jusqu'à passer cette maille.

Les fractions obtenues sont par la suite rincées à l'eau du robinet afin de retirer la fraction fine non éliminée au tamisage. Elles sont ensuite immergées dans un bain d'acide nitrique ou acétique (en présence de feldspathoïdes) dilué à 5 - 10% et placées dans une cuve à ultra-sons à $\approx 50^{\circ}\text{C}$ pendant 15 min. Cette étape permet d'éliminer les carbonates et les minéraux secondaires éventuellement piégés dans les vacuoles et de désagréger les grains choqués qui présentent une grande surface spécifique et sont susceptibles d'être source de contamination atmosphérique.

Une nouvelle étape de rinçage à l'eau puis à l'eau permutée est opérée afin de retirer les fractions fines détachées des grains et de retirer toute trace d'acide. Une succession de rinçages à l'éthanol permettra de retirer l'eau de rinçage des grains et accélérera le séchage à l'étuve.

Une fois l'échantillon sec, un contrôle de la fraction à la loupe binoculaire est effectué pour vérifier sa composition minéralogique. A cette étape subsistent des grains de mésostase, des morceaux de phénocristaux, des grains mixtes contenant de la mésostase et des parties de cristaux. Un premier tri à l'aimant est généralement opéré avant tout tri en densité. Ce tri préliminaire permet de retirer les oxydes et les fractions amagnétiques (fragments d'olivines, de pyroxènes, de feldspaths...) et ainsi de minimiser la quantité de grains à trier par densité, augmentant l'efficacité de la séparation.

Les tris densitométriques sont réalisés avec du diiodométhane (CH_2I_2 ; $d = 3,30$) ou du bromoforme (CHBr_3 ; $d = 2,89$), respectivement pour les mésostases basiques et pour les mésostases différenciées et la séparation de feldspaths. Ces liqueurs denses sont miscibles respectivement avec l'acétone et l'éthanol qui permettront, par ajouts successifs, d'abaisser progressivement la densité du bain et de sélectionner la classe de densité la plus serrée possible représentative de l'échantillon. Les différentes classes sont ensuite rincées et séchées à l'étuve, puis contrôlées à la loupe binoculaire pour vérifier leur composition minéralogique et leur homogénéité.

A cette étape, la fraction représentative de l'échantillon doit être pratiquement pure et ne contenir que des grains de mésostase. Un tri à l'aimant ou au séparateur magnétique peut finaliser l'homogénéisation de la fraction.

5. Mesures de K et Ar

Les analyses de K et Ar sont réalisées au sein de l'équipe de géochronologie et dynamique des systèmes volcaniques du laboratoire IDES à l'université Paris Sud XI. Le K est mesuré par spectrométrie d'absorption optique sur un spectromètre Varian SpectrAA-200. L'analyse isotopique de l'Ar se fait selon la technique K-Ar sans spike (ou Cassignol-Gillot ; Cassignol and Gillot, 1982 ; Gillot and Cornette, 1986 ; Gillot et al., 2006) sur le spectromètre de masse à secteur magnétique en collection simultanée des isotopes ^{36}Ar et ^{40}Ar .

Cette technique a été développée en alternative à la méthode avec spike d' ^{38}Ar afin de dater des formations volcaniques très jeunes, pour lesquelles la contamination atmosphérique est prédominante. La détection des fractions infimes d'argon radiogénique produites dans ces échantillons requiert une grande précision sur la correction atmosphérique. Dans la technique Cassignol-Gillot, la proportion d'argon radiogénique de l'échantillon est déterminée en comparant les signaux mesurés pour l'échantillon et une dose atmosphérique (D.A) dans des conditions analytiques rigoureusement identiques (Figure II.53).

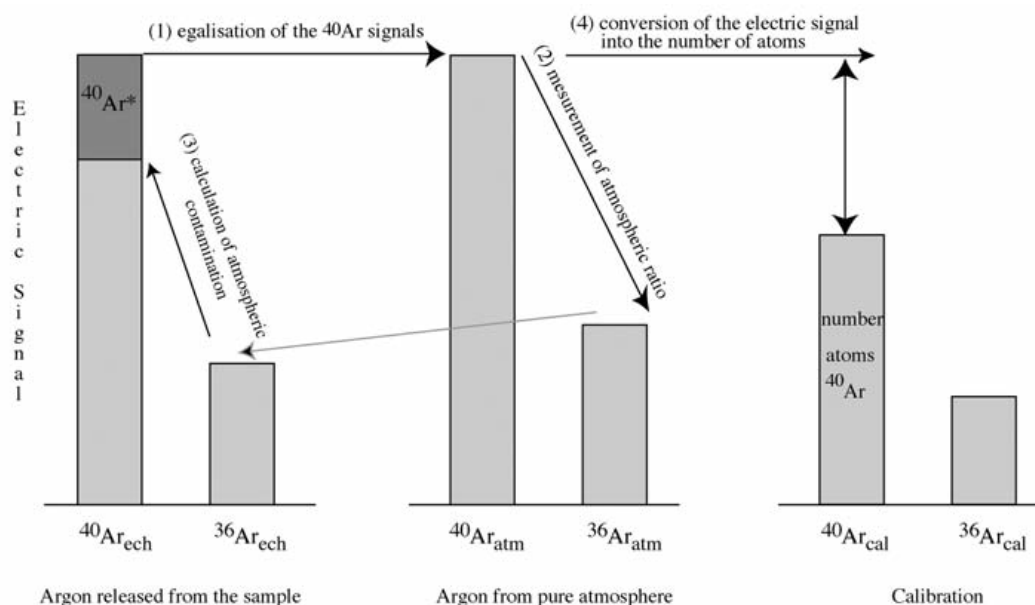


Figure II.53 : Principe de la détermination de la quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$ dans un échantillon par la technique Cassignol-Gillot (d'après Gillot et al., 2006).

Le dispositif utilisé permet la détection de taux d' $^{40}\text{Ar}^*$ jusqu'à 0,1% permettant la datation d'échantillons basaltiques avec une incertitude de quelques milliers

d'années et, dans des cas favorables, avec de fortes teneurs en potassium, l'accès au dernier millénaire (Quidelleur et al., 2001). La conversion du signal d' $^{40}\text{Ar}^*$ en teneur se fait par la comparaison du signal de l'échantillon à celui d'une dose calibrée (D.C) dont on connaît la teneur en Ar avec une incertitude meilleure que 1%. Elle est calibrée par la mesure régulière du standard GL-O (Odin, 1982), intercalibré entre 17 laboratoires.

La teneur en potassium est mesurée par spectrométrie de flamme avec une incertitude relative d'1% à 1σ déterminée par la mesure répétée des standards internes MDO-G et ISH-G (Gillot et al., 1992). Dans la pratique, les séries d'analyses dont l'écart relatif aux standards (3 par série) est supérieur à 1% sont rejetées. Pour chaque échantillon, au moins deux mesures indépendantes sont effectuées jusqu'à obtenir un écart-type relatif à la moyenne inférieur à 1%.

L'incertitude totale sur l'âge provient de la conjonction des incertitudes :

- sur la quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$, fonction de l'incertitude sur le taux de radiogénique mesuré (0,1%)

$$\frac{\delta^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{Ar}^*} = 100 \times \frac{0.1}{^{40}\text{Ar}^* (\text{en } \%)}$$

- de l'incertitude sur le volume de la dose calibrée (1%)

$$\frac{\delta^{40}\text{Ar}_{cal}}{^{40}\text{Ar}_{cal}} = 1\%$$

- de l'incertitude sur la teneur en potassium (1%).

$$\frac{\delta K}{K} = 1\%$$

Ce qui, pour des sources d'incertitudes indépendantes, donne une incertitude sur l'âge de la forme :

$$\frac{\delta_{age}}{age} = \sqrt{\left(\frac{\delta^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{Ar}^*}\right)^2 + \left(\frac{\delta^{40}\text{Ar}_{cal}}{^{40}\text{Ar}_{cal}}\right)^2 + \left(\frac{\delta K}{K}\right)^2}$$

On voit ici que dans le cas d'échantillons vieux ou peu contaminés, l'incertitude sur la quantité d'argon radiogénique devient négligable par rapport aux incertitudes

sur la dose calibrée ou sur le potassium et tend vers $\sqrt{2}$. La mesure de la teneur en potassium devient alors cruciale.

Durant cette thèse, des problèmes analytiques sont survenus sur les mesures du K et de l'Ar suite à des phases d'instabilité et / ou des pannes pour le spectromètre de masse et le spectromètre optique. Ces périodes d'arrêt ont été une occasion pour moi de contribuer à la réparation, aux phases de remise en service et aux phases de tests et de mise au point associées.

5.1. Mesure du K

5.1.1. Principe

La caractérisation chimique se fait sur la base de propriétés typiques pour un élément ou une molécule. Pour la chimie élémentaire, plusieurs grandeurs peuvent caractériser un élément : sa masse atomique (spectrométrie de masse), ou encore les spectres des différents types d'émissions. La spectrophotométrie permet de doser certains éléments à partir de l'énergie spécifique émise à la suite de leur excitation par une flamme, généralement d'acétylène. Les températures atteintes (2500°C) permettent l'éjection de l'électron $4s^1$ du K sur une orbite externe pour quelques ns. Le noyau de K se trouve alors en déséquilibre de charges et doit retrouver une situation énergétique plus stable en ramenant l'électron sur son orbitale initiale. Le surplus d'énergie lié à ce phénomène est émis sous la forme d'un photon d'énergie (= longueur d'onde) spécifique. L'intensité mesurée sur cette longueur d'onde (766,5 nm pour le K) est proportionnelle à la teneur en K de la solution. Cependant, les conditions de flamme sont également susceptibles d'ioniser partiellement les noyaux de K. L'addition de Cs, dont le potentiel d'ionisation est plus bas que celui du K, permet de supprimer cet effet.

5.1.2. Méthode

Le spectrophotomètre Varian SpectrAA-200 du laboratoire atteint un optimum de sensibilité pour le K pour la raie à 766,5 nm dans la gamme de concentration de 0,03 – 2 ppm (données constructeur). La précision recherchée sur la mesure du K nécessite de se placer dans de telles conditions. La relation intensité émise / concentration en K est théoriquement linéaire sur la gamme de concentration 1 - 2 ppm. Les teneurs en K de la mésostase de nos échantillons (laves alcalines)

dépassent généralement le pourcent. Les masses d'échantillon et les facteurs de dilution devront donc être adaptés à cet intervalle qui apparaît le plus favorable pour nos mesures.

Cette méthode de détermination n'est pas une méthode absolue. La réponse du spectromètre sur cet intervalle de concentration va être calibrée par la mesure de solutions étalons préparées dans les mêmes conditions que les échantillons et avec la même eau. Les calibrations seront réalisées plusieurs fois avant, pendant et après la série de mesure, afin de quantifier et corriger la dérive de l'appareil au cours de la série de mesures qui dure en moyenne près d'une heure.

Trois géostandards et un blanc de chimie sont inclus dans chaque série analytique pour quantifier leur justesse. Les standards usuellement utilisés pour ces mesures sont MDO-G, ISH-G et BCR-2.

5.1.3. Mises en solution

Une fraction de la préparation minérale réalisée est mise en solution par le biais d'une attaque acide HF (10 mL) + HNO₃ (10 mL) + HClO₄ (2 mL). Cette attaque est réalisée à chaud (>170° C pour évaporer l'acide perchlorique) dans des bechers en teflon ouverts dans une sorbonne. Deux reprises à l'eau permutée sont opérées afin de s'assurer de l'évaporation totale des acides. Le résidu calciné est remis en solution avec de l'HCl dilué de manière à obtenir une concentration similaire à celle des solutions étalons utilisées pour la calibration. Finalement, 100 mL de cette solution sont prélevés pour l'analyse et additionnés de 120 mg de CsCl.

5.1.4. Calibration

La relation concentration / intensité est construite sur la base de l'intensité mesurée sur 7 solutions étalons préparées à 0, 1.0, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8 et 2 ppm à partir d'une solution du commerce certifiée à 1000 ppm. Chacun de ces étalons est préparé avec l'eau du jour et contient la même quantité de CsCl que les échantillons.

5.1.5. Mesure

L'échantillon est aspiré par un capillaire vers la chambre de nébulisation où il est transformé en un aérosol homogène par l'adjonction des gaz carburant (C₂H₂) et

comburants (air) dont la proportion est ajustée pour optimiser l'excitation des noyaux de K. Cet aérosol est envoyé vers la flamme (Figure II.54).

La lumière de la flamme est analysée par un monochromateur qui va sélectionner la longueur d'onde du K et l'envoyer vers un photo-multiplicateur qui transcrita l'intensité lumineuse en un courant électrique mesurable.

Une partie des mesures a été réalisée en émission atomique, pour laquelle l'intensité lumineuse sur la longueur d'onde d'intérêt est produite par l'émission photonique et est transcrite directement en termes de concentration. Cette technique est limitée par la stabilité de la flamme.

La majorité des mesures a été réalisée en spectrométrie d'absorption atomique (AAS). Dans cette technique, la flamme est illuminée par une lampe à cathode de K délivrant un faisceau intense de même longueur d'onde que l'émission d'intérêt. Les atomes de K présents dans la flamme absorbent cette radiation spécifique pour passer à l'état excité. La différence d'intensité du faisceau transmis est fonction de la quantité de noyaux de K dans la flamme qui ont absorbé le rayonnement.

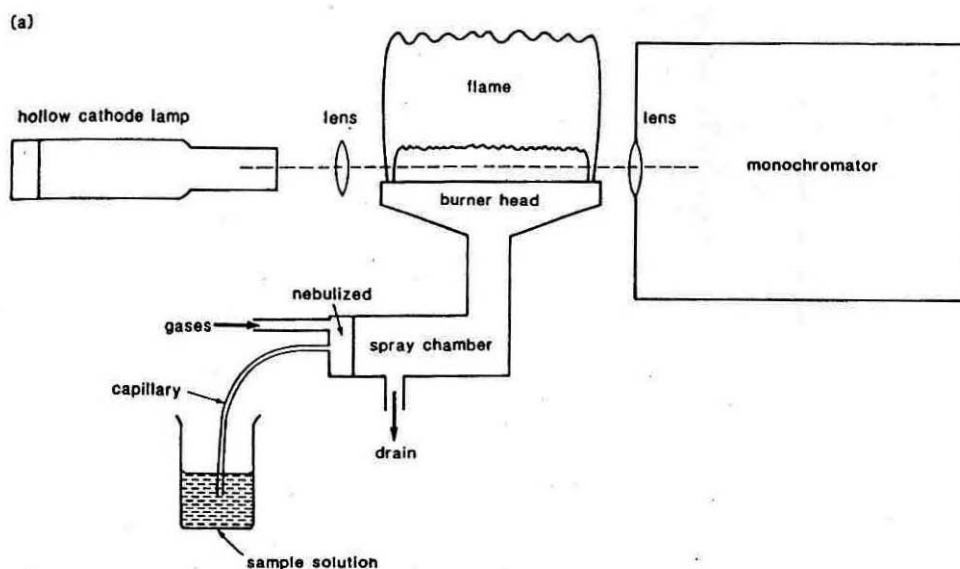


Figure II.54 : Schéma de principe d'un spectromètre d'absorption atomique.

Après l'optimisation du spectromètre (position de la lampe, du brûleur, conditions de nébulisation) visant à obtenir les conditions de stabilité et de sensibilité maximum, la séquence de mesure est opérée. Elle comprend une calibration au début et à la fin de la série de mesure, qui est répétée tous les 8 échantillons. Chaque mesure comprend 10 acquisitions intégrées sur 1 s.

Les intensités mesurées sont transcrites en concentrations apparentes par comparaison à la courbe de calibration à l'instant t de la mesure à partir des calibrations encadrant la mesure. Les intensités brutes sont corrigées du zéro de la calibration. Les concentrations apparentes sont ensuite corrigées des facteurs de dilution et des masses.

5.1.6. Changements apportés au protocole de mesure durant la thèse

Une réflexion générale sur le protocole de mesure du K a été démarrée à la suite d'une succession de séries de mesures présentant de forts écarts aux valeurs recommandées des standards probablement lié à une variété de facteurs comme l'instabilité du dispositif analytique, des erreurs systématiques liées à la préparation des solutions étalons. Or les incertitudes sur les âges reposent sur notre capacité à mesurer à mieux que 1%.

La principale évolution a consisté au passage d'une mesure en spectrométrie d'émission à l'utilisation de la technique d'absorption atomique. Cette technique, plus adaptée à la mesure du K, permet de gagner en sensibilité et en linéarité.

En parallèle, le protocole de préparation des solutions d'échantillons et des solutions étalons a été repensé afin d'optimiser certaines étapes, de le rendre plus « confortable » et donc plus reproductible.

Différents changements se sont échelonnés sur la période mai 2008 à juillet 2010 suivant deux périodes de panne / tests aux printemps 2008 et 2010.

Le système de nébulisation du spectromètre a été entièrement démonté et nettoyé pendant les deux phases de tests.

Une première série de changements a été mise en œuvre à partir de mai 2008. Elles consistent en :

- la mise en œuvre des mesures par spectrométrie d'absorption atomique et la révision et l'optimisation de la séquence analytique et du mode de dépouillement des données brutes enregistrées
- la conception et la mise en service d'un système de positionnement du capillaire d'aspiration du spectromètre dans la solution, garantissant une prise homogène sur toutes les solutions analysées

- la conception et la mise en service d'un chassis métallique pour les béchers en téflon garantissant une diffusion homogène de la chaleur de la plaque chauffante au cours de l'attaque acide, assurant ainsi une attaque homogène
- la mise en œuvre d'une procédure de pesées sur papier d'aluminium, afin de réduire la masse de la tare et limiter les effets potentiellement associés
- la conception et la mise en service d'une cuillère d'un volume adéquat pour remplacer la fastidieuse opération de pesée du chlorure de césium
- l'homogénéisation du volume prélevé pour la mesure par pesée, permettant une uniformisation des concentrations de CsCl
- l'introduction de comptes-gouttes pour compléter les dilutions au trait de jauge
- la mise en évidence d'une meilleure reproductibilité du standard interne du laboratoire MDO-G pour une dilution dans 2L
- l'utilisation d'au moins un géostandard international dans chaque série permettant non seulement une meilleure lisibilité de nos performances analytiques sur le plan international, mais également la référence à une matrice basaltique (bien que sur roche totale)

La seconde période d'arrêt a suivi une série d'anomalies de mesures sur le spectromètre (baisse de la sensibilité, augmentation de la dérive). Ces avaries sont survenues au cours d'une période de travaux dans le laboratoire. Le spectromètre a été installé dans une nouvelle pièce avec un nouveau système d'extraction des gaz. Il a également été démonté, nettoyé et réglé à nouveau. Cette interruption a été l'occasion d'un bilan sur les premiers résultats obtenus. Une corrélation entre le blanc de chimie ou l'intensité mesurée sur le zéro de la calibration et l'écart aux valeurs recommandées des standards semblait se dégager sur les 22 séries effectuées. De nouvelles améliorations ont été proposées notamment pour limiter une éventuelle pollution :

- l'introduction d'une procédure standardisée de nettoyage de la verrerie et le lavage des béchers en téflon à l'extran dilué
- l'introduction d'une procédure de nettoyage supplémentaire du système de nébulisation du spectromètre par une solution d' HNO_3 dilué ($\approx 5\%$) après chaque série d'analyse
- l'achat et la mise en service des pièces manquantes d'un set de verrerie A+, permettant un gain en précision

- l'introduction de dispensettes à acides, sécurisant et accélérant la procédure de mise en solution, cette amélioration a également permis l'homogénéisation des quantités d'eau de reprise pour les échantillons

L'introduction de la procédure de confection des solutions étalons par pesées plutôt qu'en volume (pipettes A+) est intervenue en août 2010 et fait encore l'objet de tests.

5.1.7. Impact sur les mesures

La qualité des mesures peut être évaluée à l'aide de plusieurs critères : les écarts aux géo-standards, les indicateurs de propreté (blanc de chimie, zéro de la courbe de calibration, mesure du K dans l'eau permutée)...

Le jeu de données caractérisant les mesures effectuées avant l'optimisation est basé sur les 53 séries de mesures réalisées entre mai 2006 et novembre 2008 (soit environ 2 séries par mois). L'impact des nouvelles conditions du protocole de mesure mis en place durant cette thèse sera évalué à partir de 49 séries de mesures sur les 60 réalisées depuis la mise en place des nouvelles procédures. 11 séries pour lesquelles des anomalies objectives ont été détectées (dérive anormale du spectromètre, cartouches pour l'eau permutée en fin de vie, erreurs de manipulation...) n'ont pas été prises en compte.

5.1.7.1. Procédures de nettoyage

Selon les résultats des 38 séries réalisées depuis la mise en œuvre des procédures de nettoyage, les blancs de chimie et l'intensité mesurée sur le zéro de la calibration ont diminué d'un facteur 8 et 5 respectivement. La corrélation suspectée lors de la première interruption est définitivement écartée.

5.1.7.2. Gain de linéarité

La mesure du K par spectrophotométrie n'est pas une méthode absolue. Elle requiert la calibration de la réponse du spectromètre aux variations de concentration par une fonction du type $A = f(C_K)$. La précision sur la détermination de cette relation est donc fondamentale pour transcrire les absorbances mesurées en concentrations avec une erreur minimale.

Le passage à la technique de mesure par absorption atomique a nettement amélioré la linéarité. Les droites de calibrations réalisées sur l'intervalle 1 – 2 ppm présentent des coefficients de corrélation (R^2) qui diffèrent de 1 à la 5^e décimale alors que les séries réalisées en émission atomique s'en écartent dès la 4^e décimale.

Les données préliminaires (29 séries) depuis la mise en œuvre de la confection des solutions étalons par pesées semblent dessiner le gain d'une nouvelle décimale sur le paramètre R^2 .

5.1.7.3. Gain de sensibilité

La sensibilité d'un appareil correspond à l'amplitude de la réponse produite par l'appareil à l'amplitude de la variation du phénomène physique mesuré. Dans notre cas, la variation de l'absorbance mesurée pour une concentration donnée :

$$S = \frac{\delta A}{\delta C_K}$$

avec A, l'absorbance

et C_K , la concentration en K

Elle est déterminée par la pente de la droite de calibration, dans son domaine de linéarité (1 - 2 ppm). La sensibilité du spectromètre du laboratoire était en moyenne de 0,260 sur les 53 séries analytiques dépouillées, réalisées en spectrométrie d'émission atomique. La sensibilité théorique de l'appareil en absorption atomique est d'environ 0,530. Les premières séries réalisées en absorption atomique ont produit des sensibilités de 0,490. Cependant, cette valeur a progressivement décroché jusqu'à des valeurs de 0,310 jusqu'à la première interruption des mesures. Les variations de sensibilité sont moins importantes depuis la reprise des séries de mesures et la moyenne des valeurs sur les 38 séries atteint 0,460.

5.1.7.4. Reproductibilité des mesures

La reproductibilité des mesures peut être définie à partir de l'écart-type sur la population de géo-standards insérés dans chaque série. Les 53 séries mesurées en émission atomique comportaient 2 MDO-G et un ISH-G. Les 59 séries mesurées en absorption comportent toutes au moins un MDO-G et un BCR-2 parmi les 3 géo-standards analysés.

La reproductibilité moyenne entre les deux MDO-G dupliqués systématiquement dans une même série, donnée par l'écart-type relatif des deux mesures est en moyenne de 0,56%. Les conditions analytiques étant équivalentes pour ces deux mesures dans chaque série, la seule variable tient au mode de préparation, comprenant : la pesée, les attaques et la confection des dilutions. Ce chiffre signifie qu'en moyenne, les processus de préparation des échantillons sont responsables d'une variabilité de 0,56%. Une interprétation alternative ou complémentaire peut être liée à une hétérogénéité intrinsèque de l'échantillon. Quoi qu'il en soit, cette valeur est inférieure au pourcent.

Les écarts des valeurs moyennes aux valeurs recommandées sont de l'ordre de 1%. Certains échantillons mesurés en émission ont été dupliqués en absorption. Les résultats étaient compatibles à l'échelle du pourcent. La préparation K-Ar de l'échantillon Go32 a également été mesurée en ICP-OES à Brest et fournit une valeur similaire aux mesures effectuées au laboratoire (Table II.1).

laboratoire	Orsay	Orsay	Brest	$\Delta_{\text{Orsay-Brest}}$
K (en %)	0,803	0,801	0,805	0,4%

Table II.1 : comparaison des teneurs en K obtenues pour l'échantillon Go32 mesuré en émission atomique à Orsay et dupliqué au laboratoires Domaines Océaniques de Brest en ICP-OES.

La population de mesures effectuées en spectrométrie d'absorption atomique est encore inférieure à la population de mesures par spectrométrie d'émission atomique dépouillée, mais les premiers résultats montrent une amélioration, à la fois de la justesse, mais également de la précision globale des mesures. La distribution des mesures des standards MDO-G et BCR-2 est présentée dans les figures II.55 et II.56.

Ces deux standards ont été mesurés systématiquement en absorption et sont reproduits par notre chaîne de mesure au niveau du pourcent (1,01% pour MDO-G et 1,03% pour BCR-2) à l'échelle de l'ensemble des mesures effectuées en absorption. Les histogrammes présentés sur les figures II.55 et II.56 sont centrés sur les valeurs recommandées. La déviation standard relative moyenne à MDO-G est biaisée par les tests effectués pour déterminer quelle dilution convient mieux à ce géostandard. En compilant les valeurs obtenues pour une dilution dans 2L, la R.S.D moyenne passe à 0,89%. Il est important de noter que nos mesures de BCR-2 sont presque entièrement incluses dans l'intervalle à 1σ proposé comme incertitude par l'USGS pour ce géo-standard.

Deux autres géo-standards ont été introduits occasionnellement dans certaines séries. BE-N (Govindaraju, 1980) a été mesuré 8 fois. La R.S.D associée à ces 8 mesures est de 1,03% pour un écart à la valeur recommandée inférieur au pourcent (0,60%). JB-2 (Ando, 1984) a également été utilisé dans 7 séries, ce qui représente une statistique relativement faible. Sa reproductibilité sur notre chaîne de mesure est cependant inférieure au pourcent (0,50%) malgré la très faible teneur en K de cet échantillon. L'écart à la valeur recommandée est de -1,75%. La poudre utilisée est relativement compacte et l'écart à la valeur recommandée du standard pourrait être lié à l'hygroscopicité de cet échantillon. Des tests sont en cours pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Les valeurs mesurées pour différents géo-standards semblent plaider en la faveur d'une amélioration de la précision des mesures de K à la suite des différentes interventions réalisées sur le spectromètre et grâce aux optimisations apportées au protocole. Ces résultats ne représentent encore qu'une population modeste et doivent donc être considérés avec précaution. Ils sont néanmoins encourageants.

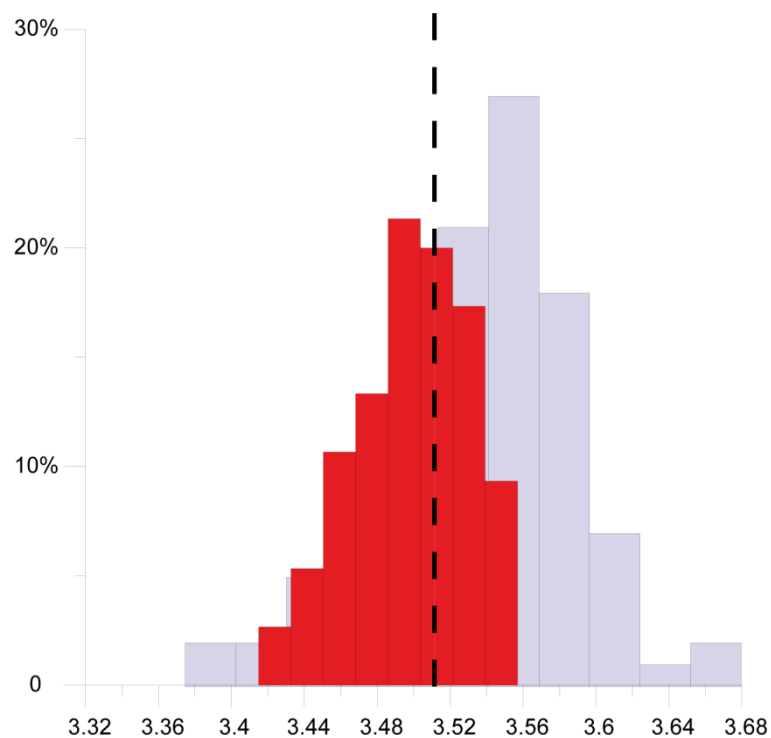
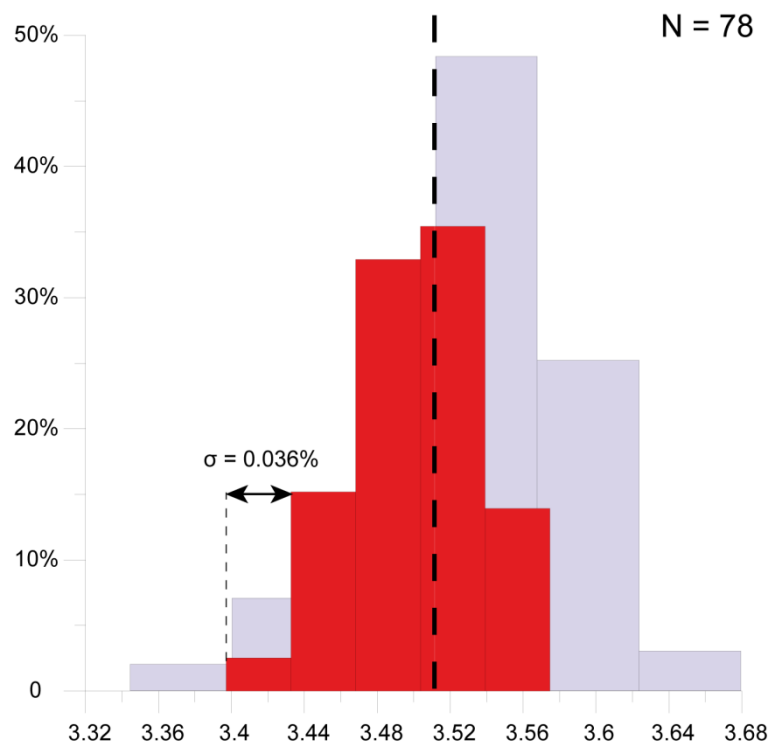


Figure II.55 : Histogramme de la distribution des teneurs en K mesurées pour le géostandard MDO-G sur 49 séries analytiques réalisées en spectrométrie d'absorption atomique entre mai 2009 et mai 2011. Le trait en pointillé représente la valeur recommandée de K (3,51). Les 78 mesures ont une moyenne de 3.504 et un écart type relatif de 1.01% (i.e : $\sigma = 0.036$). La largeur des classes de l'histogramme du haut de la figure vaut 1σ et la classe majoritaire est centrée sur la moyenne, pour l'histogramme du bas, la largeur vaut $\sigma/2$. Les histogrammes bleus en arrière-plan sont représentés les résultats des analyses effectuées en spectrométrie d'émission.

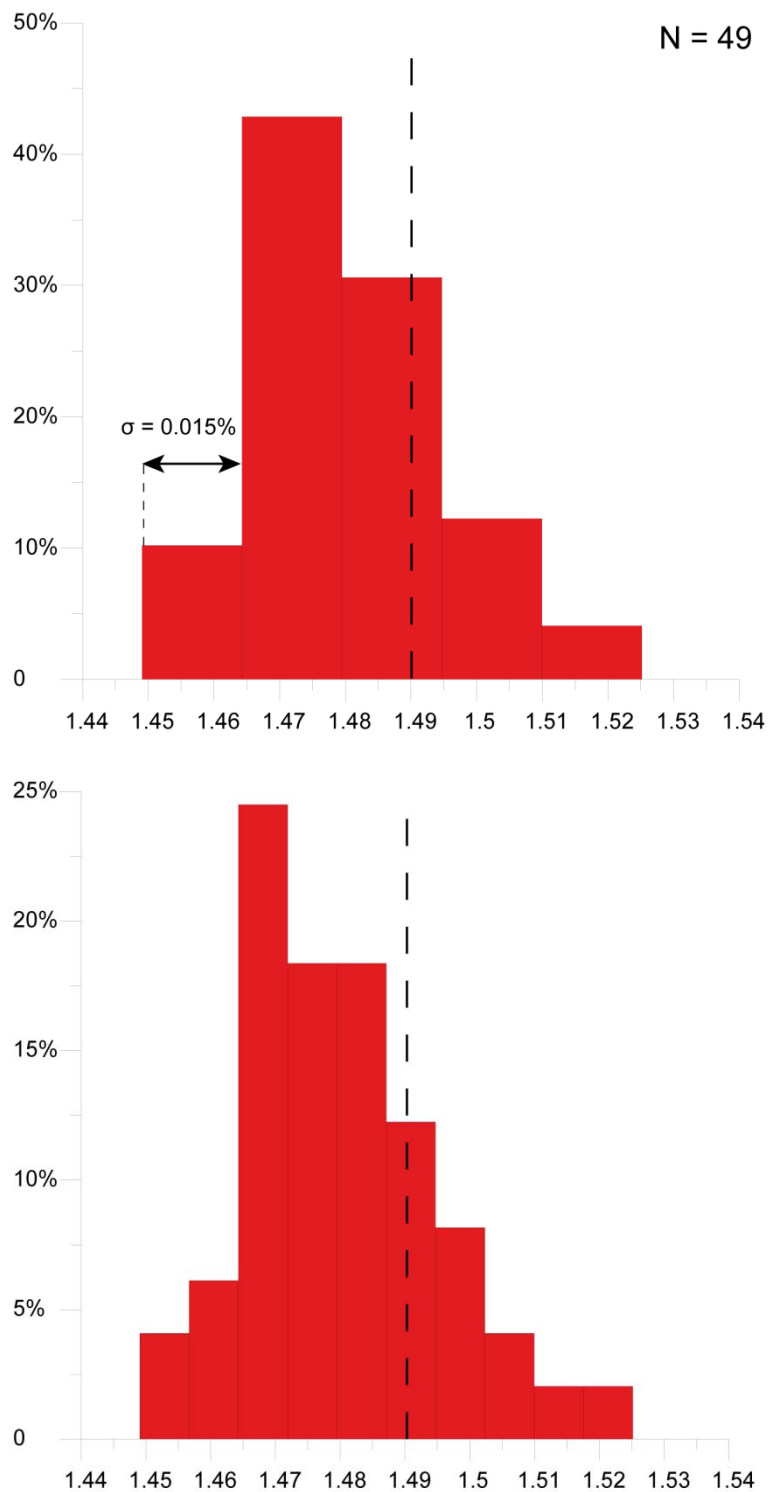


Figure II.56 : Histogramme de la distribution des teneurs en K mesurées pour le géostandard BCR-2 sur 49 séries analytiques réalisées en spectrométrie d'absorption atomique entre mai 2009 et mai 2011. Le trait en pointillé représente la valeur recommandée de K (1,49). Les 49 mesures ont une moyenne de 1.479 et un écart type relatif de 1.03% (i.e : $\sigma = 0.015$). La largeur des classes de l'histogramme du haut de la figure vaut 1σ et la classe majoritaire est centrée sur la moyenne, pour l'histogramme du bas, la largeur vaut $\sigma/2$.

36 des 41 échantillons préparés au cours de cette thèse utilisent des valeurs de K mesurées au cours de 22 séries analytiques réalisées exclusivement en spectrométrie d'absorption atomique. Les statistiques pour chacun des géostandards sont présentées dans la table II.2.

géostandard	MDO-G		BCR-2	BE-N	JB-2
	1L	2L			
v. recommandée	3,51		1,49	1,154	0,348
incertitude	±1%		±0,04 (2,7%)		
nb de mesures	10	20	21	3	6
	30				
moyenne	3,505	3,507	1,475	1,161	0,342
	3,506				
σ	0,049	0,032	0,013	0,016	0,002
	0,037				
σ/m	1,39%	0,91%	0,90%	1,34%	0,50%
	1,07%				

Table II.2 : Statistique de mesure des géostandards mesurés dans les séries analytiques les échantillons préparés au cours de cette thèse.

Malgré le biais important apporté par les mesures de MDO-G avec une dilution dans 1L, la R.S.D pour ce géo-standard est de l'ordre de 1%, comme celle de BCR-2. Ces deux matériaux de référence sont mesurés systématiquement et représentent donc l'étalon de la précision et de la justesse de notre chaîne de mesure.

Les données présentées semblent converger vers le seuil d'une reproductibilité moyenne au niveau du pourcent à 1σ (0,96% avec une moyenne des R.S.D de chaque standard pondérée par le nombre de mesures réalisées pour chacun d'eux), proposé comme incertitude moyenne sur la mesure du K (Gillot et al., 1994 ; Gillot et al., 2008). La loi statistique de Student estime le niveau de confiance d' 1σ à 68% pour 20 mesures. Dans notre cas, MDO-G et BCR-2 ont été mesurés 20 fois chacun et présentent des déviations standards relatives inférieures au pourcent. En prenant comme niveau d'incertitude maximum 1%, l'intervalle $[0,99.C_K - 1,01.C_K]$, avec C_K la concentration réelle en K, a 68% de chances de contenir la valeur vraie. Les mesures sont dupliquées jusqu'à l'obtention d'une déviation standard relative inférieure au pourcent.

9 des mesures de K sur ces préparations ont été dupliquées en ICP-OES au laboratoire Domaines Océaniques de Brest. Les déviations standard relatives des teneurs déterminées dans les deux laboratoires sont inférieures au pourcent (0,6% en moyenne), montrant la fiabilité et la robustesse de nos mesures dans nos deux laboratoires respectifs.

5.2. Mesure de l'Ar

5.2.1. Méthode

Dans la pratique, l'analyse de l'argon se déroule en 3 étapes principales : l'extraction de la phase gazeuse de l'échantillon, l'attraction et la purification de l'argon et la mesure proprement dite.

Les échantillons, pesés précisément et emballés dans une boulette de cuivre sont placés dans un four en bout de ligne de mesure de l'argon dans le secteur d'extraction. Ce secteur est mis sous pompage à l'ambiante jusqu'à l'obtention d'un vide meilleur que 10^{-6} torr, soit environ 10^{-8} atm. Ceci permettant de réduire la contamination de l'échantillon par l'atmosphère. N.B : nous nous gardons de procéder à un pré-dégazage de l'échantillon qui, bien qu'il permette de dévoiler une partie non négligeable de la contamination atmosphérique, risque d'induire une perte d' $^{40}\text{Ar}^*$. L'échantillon est placé dans un creuset en molybdène, lui-même placé au centre d'un solénoïde parcouru par un courant électrique alternatif haute fréquence permettant d'augmenter la température au sein du creuset jusqu'à 1800°C . La plupart des minéraux magmatiques fondent à des températures de 1200°C , libérant dans le secteur d'extraction les gaz contenus dans l'échantillon (H_2O , CO_2 , Ar, He, hydrocarbures entre autres). Ces gaz sont ensuite attirés vers un secteur de purification par cryopompage où ils sont mis en contact avec de la mousse de Ti à 800°C et des pastilles de charbon actif à 130° pendant 1H. Cette procédure permet de fixer la plupart des espèces chimiques par réaction avec le Ti alors que l'Ar et l'He, gaz nobles (inertes) seront conservés dans la ligne.

Les gaz contenus dans le secteur de purification sont ensuite détendus vers le secteur d'analyse. Le vide y est meilleur que 5.10^{-8} torr, entretenu par 10 getters placés dans chacun des volumes de la ligne composant ce secteur d'analyse. La finalisation de la purification de l'échantillon est assurée par 3 getters, avant d'être attiré dans un volume par cryopompage. L'argon a un point de condensation plus haut que la température de l'azote liquide et sera donc condensé sur le doigt d'attraction alors que l'He restera sous forme gazeuse et sera éliminé par pompage. A cette étape, il ne reste plus que de l'argon dans la ligne et la mesure du rapport isotopique peut être effectuée. L'échantillon est alors introduit dans la cellule de mesure du spectromètre.

Le spectromètre de masse utilisé pour l'analyse isotopique de l'argon est constitué d'un secteur magnétique à 180° de 6 cm de rayon, développé au laboratoire en 1995, qui sépare les masses 36 à 40 à l'aide d'un aimant permanent de 3528 Gauss. L'argon est ionisé dans la source par un filament parcouru par un courant d'intensité 0,1555 mA.

Les ions émis sont accélérés verticalement par une différence de potentiel d'environ 530 V entre le filament et le chapeau de la source qui est à la terre. La forme du faisceau d'ions accéléré est focalisé entre ces deux éléments par deux demi-plaques (lentilles électrostatiques) à un potentiel électrique inférieur à la tension d'accélération. Le faisceau d'ions est affiné au niveau du chapeau de source par une fente (Figure II.57) de 0,7 mm de large. Le faisceau d'ions est alors dévié par le champ magnétique qui va permettre la séparation des différentes masses et leur faire parcourir une trajectoire circulaire selon la loi de Gauss. Le collecteur est disposé sur cette trajectoire. La surface du collecteur est percée de trois fentes espacées de manière à recevoir les faisceaux d'ions des masses 36, 38 et 40 (Figure II.58). Trois cages de Faraday sont situées en arrière de ces fentes de collection. Seules les cages 36 et 40 sont reliées à des ampèremètres haute sensibilité (modèles Keithley 6517A – masse 40 - et Keithley 642 – masse 36) qui permettent de lire les signaux. La masse 36 est reliée à un amplificateur en raison des très faibles quantités mesurées.

Les intensités mesurées sont ensuite enregistrées de manière synchrone par un logiciel d'acquisition développé au laboratoire sous environnement Labview (National Instruments). Cinq séries de vingt acquisitions avec un temps d'intégration de 1 sec sont réalisées. La moyenne et l'écart-type de ces acquisitions sont calculées pour chaque mesure. L'écart-tpe obtenu pour un signal moyen sur l'ensemble de l'acquisition est de l'ordre du pour mille, attestant de l'extrême stabilité des conditions de mesure.

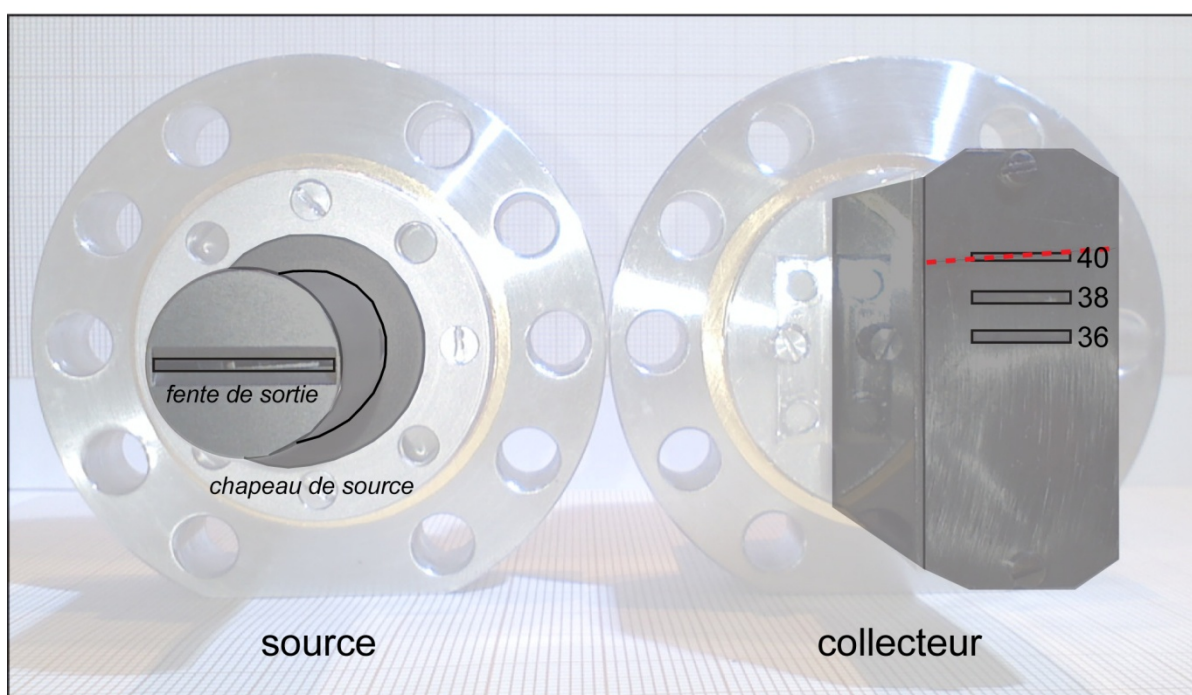
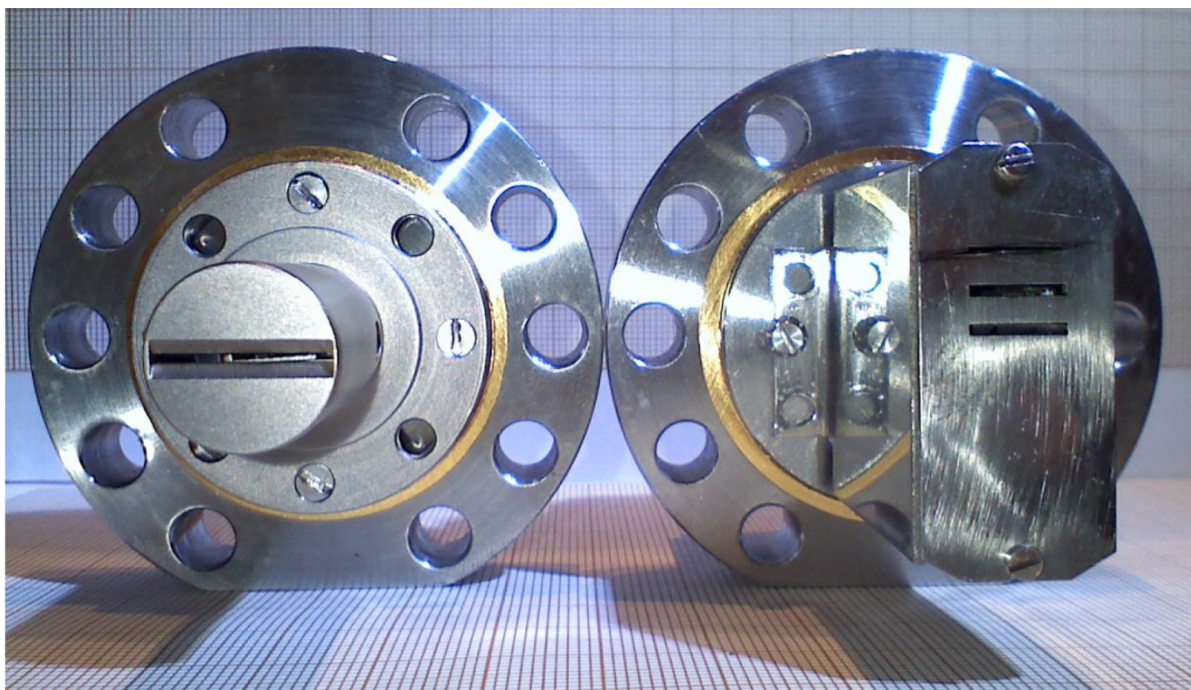


Figure II.57 : aspect général de la source et du collecteur du spectromètre de masse de la ligne de mesure de l'argon. La ligne rouge en pointillés marque la trajectoire initiale du faisceau d'ions de masse 40 visible sur la photographie.

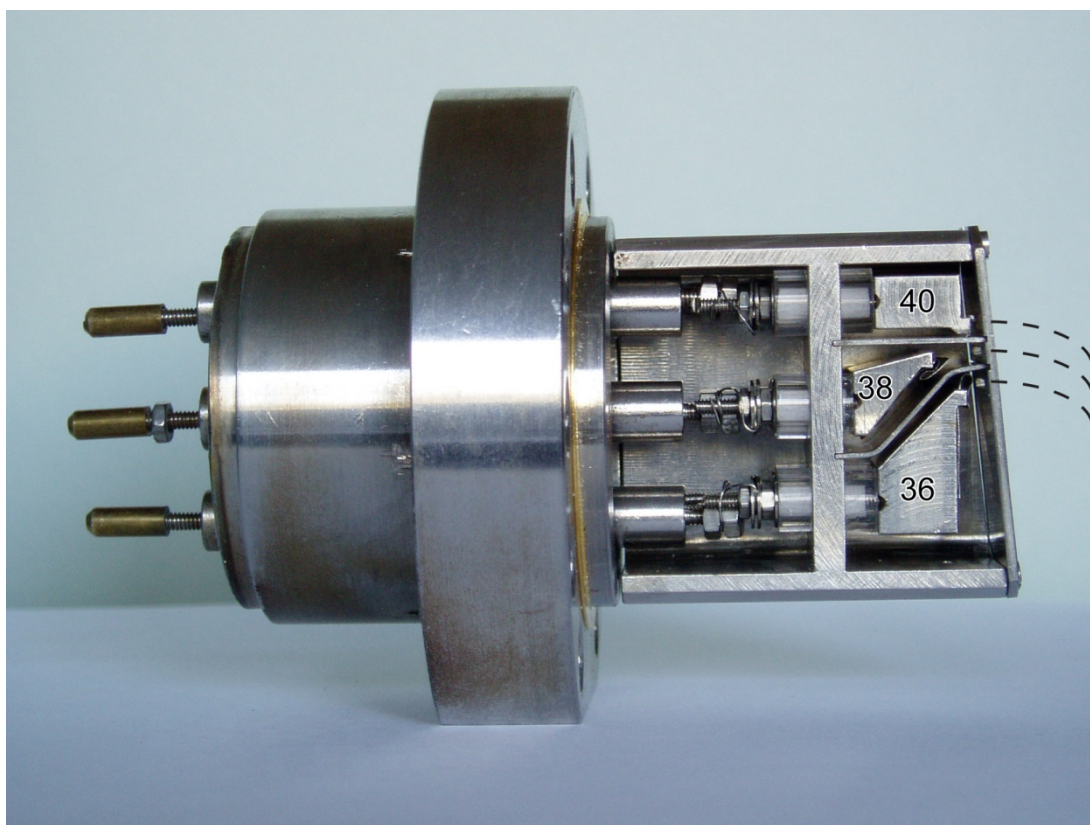


Figure II.58 : aspect général du collecteur d'ions en vue de profil. Les trajectoires des faisceaux d'ions des différentes masses sont figurés par les lignes en pointillés.

5.2.2. Changements effectués sur l'installation durant la thèse

Le début de cette thèse a coïncidé avec une panne du spectromètre et j'ai eu la chance de participer aux efforts de remise en état et de tests qui se sont déroulés sur plusieurs mois. Ces opérations ont notamment inclus le changement de la source, la mise en œuvre d'un système de correction de la géométrie de la cellule de mesure, l'optimisation des conditions d'ionisation et les tests de linéarité du spectromètre.

La source et le filament du spectromètre en usage au début de cette thèse ont été remplacés par une nouvelle source bâtie sur le même modèle que l'ancienne. La fente du chapeau de source, pour des raisons de conception a été élargie de 0,6 à 0,7 mm. Le filament a également été rapproché de la fente d'émission.

A l'occasion de ce démontage, le getter de la cellule de mesure a également été remplacé. Le démontage de la cellule a permis un examen détaillé du collecteur. Le bombardement ionique du faisceau d'ions de la masse 40 a laissé une trace sur le collecteur au niveau de la fente de la masse 40, permettant d'appréhender la trajectoire du faisceau (Figure II.57). Le faisceau d'ions est en partie intercepté par le chapeau du collecteur et forme un angle aigu avec l'axe de la fente, montrant que le faisceau d'ions n'est pas parfaitement parallèle à l'aimant. Pour optimiser la collection du faisceau d'ions de masse 40, la fente collecteur a donc été élargie de

0,5 à 0,7 mm. D'autre part, un châssis porteur d'un système de vis opposées a été installé autour de l'aimant, permettant de l'orienter de manière à optimiser la collection des faisceaux. Sa mise en service n'interviendra qu'après la remise en service du spectromètre et la stabilisation des conditions de fonctionnement.

Après une période d'étuvage de la cellule et le dégazage des getters, la source a été remise en fonctionnement dans les conditions d'ionisation en vigueur pour la source précédente. Les niveaux des signaux obtenus pour une dose calibrée (référence du signal) sont équivalents aux signaux précédant l'intervention.

5.2.3.2. Forme des pics

La position du filament par rapport à la fente de sortie ainsi que la largeur de la fente de sortie ont été légèrement modifiés. La géométrie et la trajectoire du faisceau sont donc différentes de celles pour lesquelles les paramètres de sources ont été optimisés. En dehors de la tension d'accélération (qui contrôle la vitesse d'éjection des ions et donc le rayon de courbure du faisceau), le seul contrôle sur ces paramètres provient des demi-plaques (lentilles électrostatiques placées entre le filament et le chapeau de source) dont le potentiel peut être ajusté indépendamment (Figure II.59).

Les demi-plaques ont été mises en place pour focaliser le faisceau d'ions et le guider vers la fente d'émission en repoussant les ions par un champ électrique. La valeur absolue de la tension des demi-plaques doit être ajustée pour ne pas concurrencer la tension d'accélération. Elle devrait donc être optimale quand son ratio avec la tension d'accélération équivaut au rapport de distance existant entre la source et les demi-plaques et entre la source et la fente du chapeau de source. La différence de potentiel (ddp) entre les deux demi-plaques va créer un champ électrique capable de dévier les ions dans la direction du potentiel le plus faible. Cette propriété peut être utilisée pour ajuster la trajectoire du faisceau.

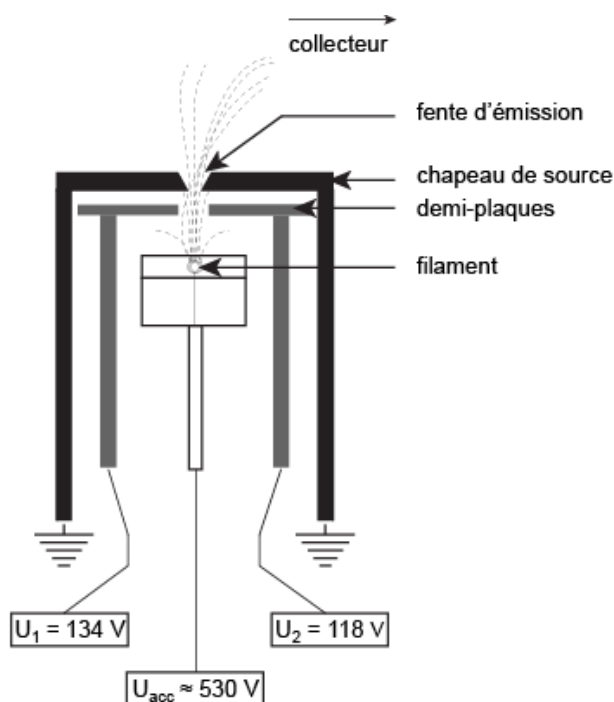
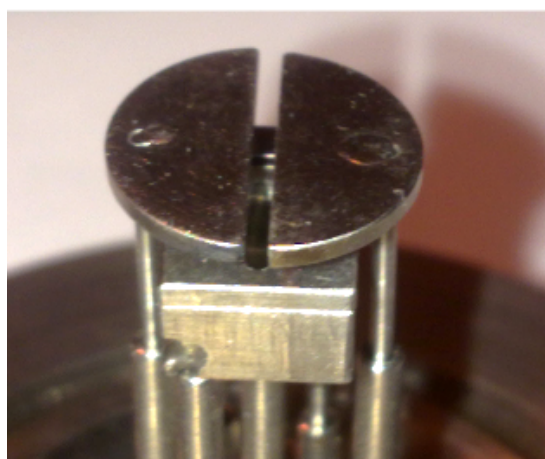


Figure II.59 : Vue générale d'une source similaire à celle opérant dans le spectromètre de masse et schéma montrant la position des différents éléments la composant et leur potentiel électrique.

Dans la configuration initiale de la source, la ddp optimale était de 24V. Cette ddp a été appliquée aux demi-plaques de manière glissante pour des valeurs absolues comprises entre 5 et 170 V. Pour chacun des couples de valeurs testés, un scan des pics des masses 36 et 40 a été réalisé en faisant varier la tension d'accélération par pas réguliers (tous les autres paramètres électriques de la source restant constants et pour une quantité de signal identique) afin de connaître l'influence de ces paramètres sur la forme des pics.

Les pics présentés dans cette figure sont globalement relativement symétriques. On observe néanmoins un léger déhanchement vers les hautes valeurs de tension d'accélération. Le scan pour des valeurs de demi-plaques de 128 – 100 V a été dupliqué en inversant le sens de variation de la tension d'accélération, afin de tester la stabilité des conditions. Les pics obtenus sont parfaitement superposés (Figure II.60).

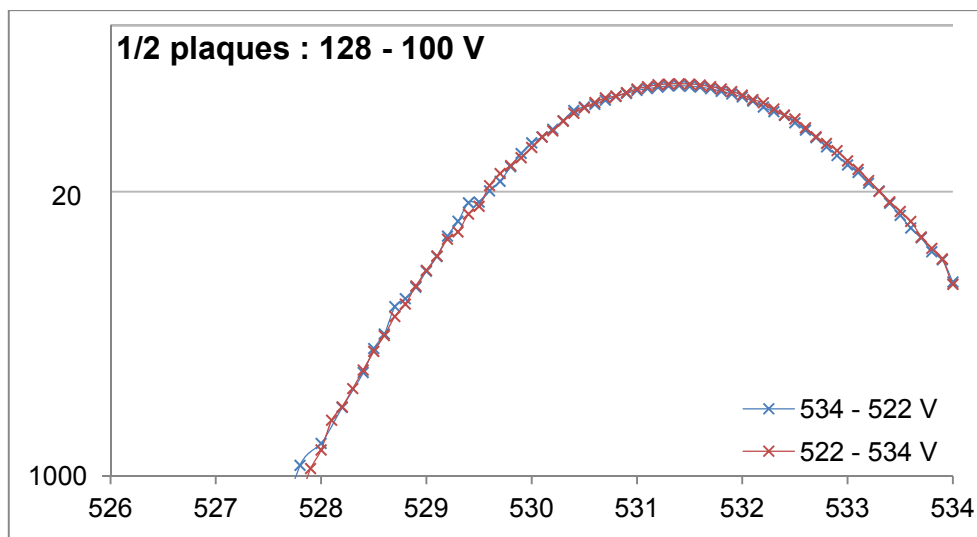


Figure II.60 : profils des pics de la masse 40 réalisés pour le couple de valeurs de demi-plaques 128-100V en augmentant (profil bleu) et en diminuant (profil rouge) la tension d'accélération.

5.2.3. Installation du système d'optimisation de la collection du faisceau.

5.2.3.1. Forme des pics

Une série de scans préliminaires a été réalisée pour vérifier que le système d'optimisation ne perturbe pas la forme des pics. Les pics de la masse 40 sont relativement symétriques. Les profils de la masse 36 présentent un déhanchement sur la partie droite du pic. Les niveaux des signaux sont deux fois plus importants qu'avant la mise en service de ce dispositif malgré une diminution du courant filament d'environ 20%.

5.2.3.2. Réponse du spectromètre au niveau d'ionisation

La Figure II.61, qui présente un comparatif des linéarités réalisées avant et après l'installation du dispositif d'optimisation de la collection montre la forte augmentation du signal obtenu. Ce gain en sensibilité accompagne un léger gain sur la linéarité de la réponse du spectromètre à l'augmentation du niveau d'ionisation à la source.

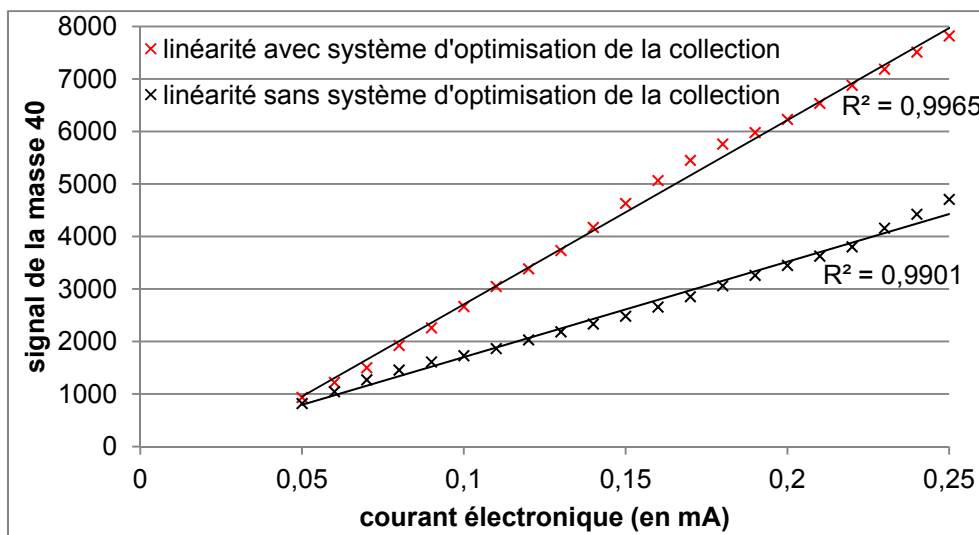


Figure II.61 : Comparaison des tests de linéarité de la réponse du spectromètre au niveau d'ionisation réalisés avant et après l'installation du système d'optimisation de la collection des faisceaux.

5.2.4. Choix des conditions

5.2.4.1. Géométrie du faisceau

Dans la nouvelle configuration du spectromètre, et compte tenu des tests effectués, une différence de potentiel entre les demi-plaques de 15 V semble aplatir le sommet du pic de la masse 36. Les écarts de tension d'accélération entre les maximum des pics des masses 40 et 36 sont réduits pour de telles ddp. La valeur absolue de la tension doit être choisie afin d'assurer le maximum de stabilité en mesure associée à des hauteurs de signal maximales. Après avoir réalisé et dépouillé de nombreux profils des pics, nous avons choisi les conditions de demi-plaques 133 – 178 qui correspondent à un optimum de collection pour une stabilité de mesure acceptable. Le profil des pics obtenus est représenté dans la Figure II.62.

Le pic de la masse 40 est bien défini et symétrique. La hauteur du signal est près de 2,5 fois plus importante que dans les conditions initiales. Le pic de la masse 36, bien qu'encore légèrement déhanché vers les tensions d'accélération les plus fortes, présente un sommet très plat (0,3% de variation du signal de 36 entre les maximum des pics 40 et 36). Le profil du rapport des masses dessine un pic suivant le pic du 40. Les sommets des pics de 40 et du rapport sont suffisamment plats ($\approx 0,3V$) pour assurer une grande stabilité en mesure malgré la hauteur des signaux.

5.2.4.2. Conditions d'ionisation

La valeur choisie doit permettre une ionisation suffisante des deux masses, sans en discriminer l'une par rapport à l'autre. D'autre part, la brillance choisie est limitée par le signal maximum lu par les Keithley pour les calibres utilisés. Dans notre cas, la sensibilité maximum est requise pour le Keithley mesurant la masse 36. Il faut donc que le signal de la masse 36 mesuré pour une dose calibrée (valeur référence du signal) soit plusieurs fois inférieur à l'intensité maximum mesurable sur ce calibre afin de ne pas risquer de devoir en changer en cours de mesure, par exemple dans le cas d'un échantillon ancien contaminé.

1.1.1. Résultats des tests

La variation du courant électronique sur l'intervalle 0,0500 – 0,2500 A produit les résultats consignés dans la Figure II.62a. Cette figure montre que pour cet intervalle d'intensité, les réponses des masses 40 et 36 sont globalement linéaires avec des droites de régression linéaires présentant des coefficients de corrélation de 0,975 et 0,984 respectivement. Cependant, le rapport 40/36 présente une forte décroissance sur l'intervalle 0,0500 – 0,1000, puis se stabilise pour des intensités comprises entre 0,1000 et 0,2500.

Afin de mieux rendre compte de telles variations, j'ai calculé la pente locale des signaux des masses 40 et 36 ainsi que celle du rapport 40/36 en utilisant une fenêtre glissante sur 3 points (hormis pour le premier point pour lequel la pente est calculée sur 2 points). La Figure II.62b présente ces variations de pente en fonction de l'intensité du courant filament. Les profils des masses 40 et 36 sont similaires avec une pente croissante sur l'intervalle 0,0500 – 0,1375 où ils atteignent un plateau, puis décroissent lentement jusqu'à 0,2500. Le profil de la masse 36 présente un second plateau entre 0,1700 et 0,1800. La pente du rapport des masses 40 et 36 décroît très fortement jusqu'à l'intensité correspondant au deuxième plateau présent sur le profil de la masse 36, après quoi elle se stabilise. Il semblerait donc que l'optimum de linéarité soit atteint pour des intensités supérieures à 0,1700 A. Notons que le point de fonctionnement utilisé jusqu'à présent avec ce dispositif se situe après le plateau commun atteint par les profils des masses 40 et 36 et correspond à un domaine dans lequel la linéarité est tout à fait satisfaisante (les coefficients de corrélation pour les gammes 0,1400 – 0,2500 sont de 0,997 et 0,999 pour les masses 40 et 36).

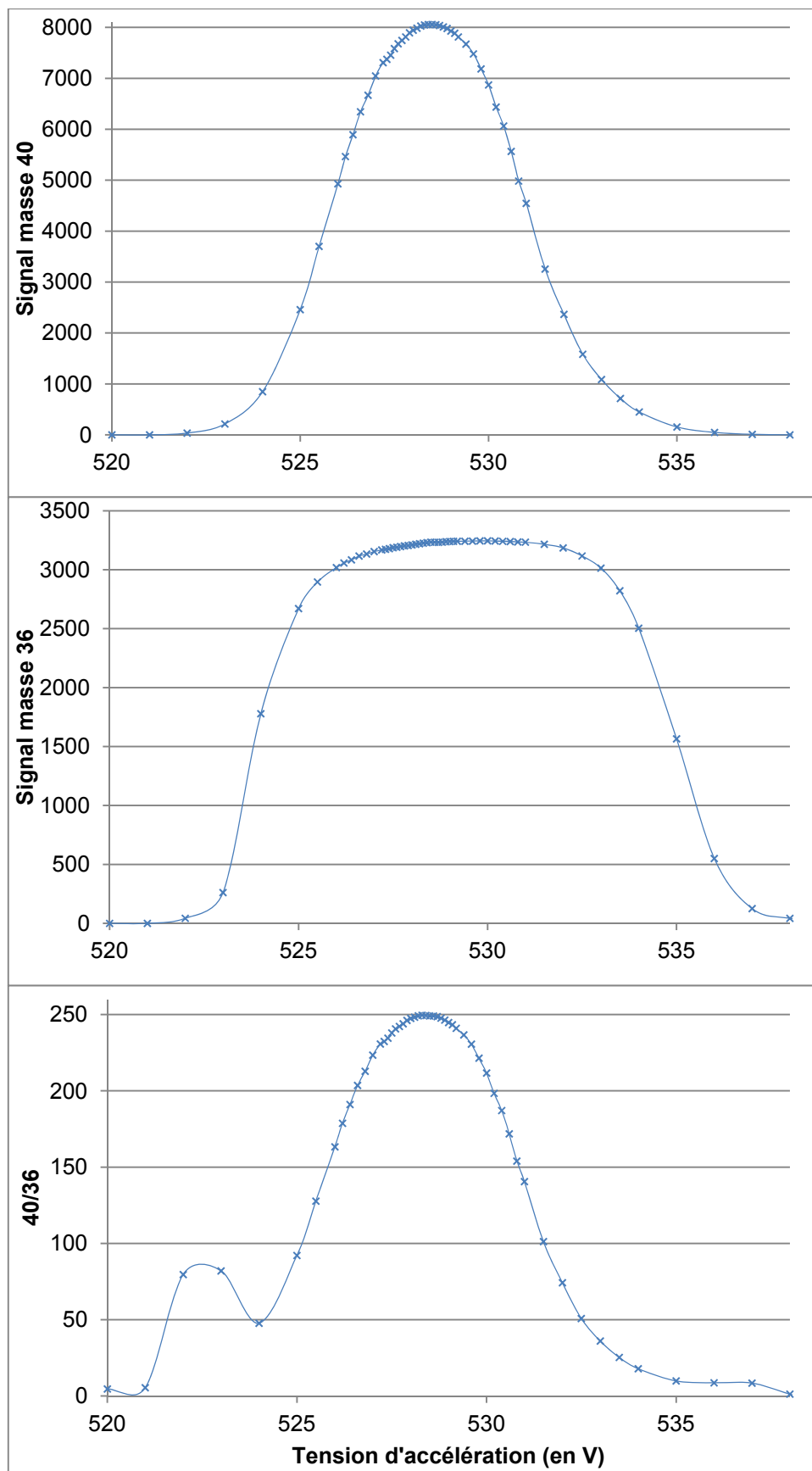


Figure II.61 : Profils des pics des masses 40 et 36 et du rapport 40/36 pour les nouvelles conditions de demi-plaques 133 -118 V ($I_{\text{filament}}=0,1555$ mA).

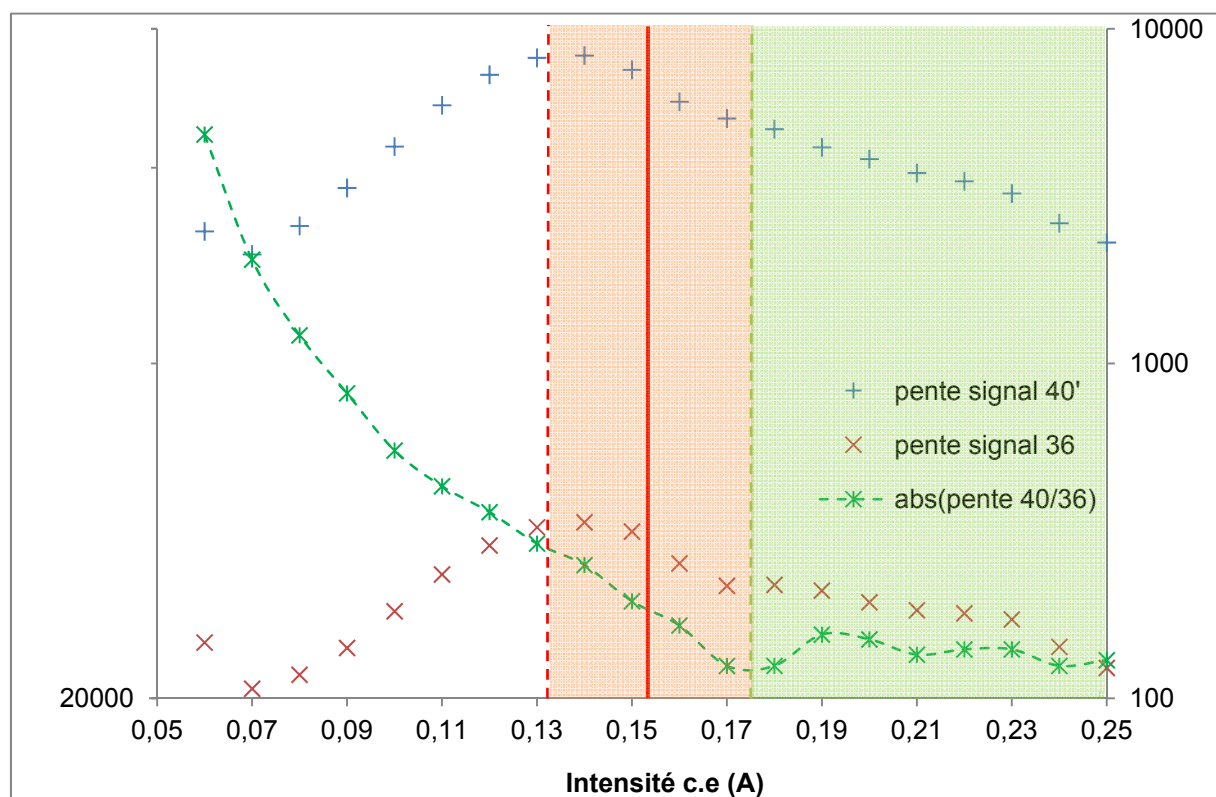
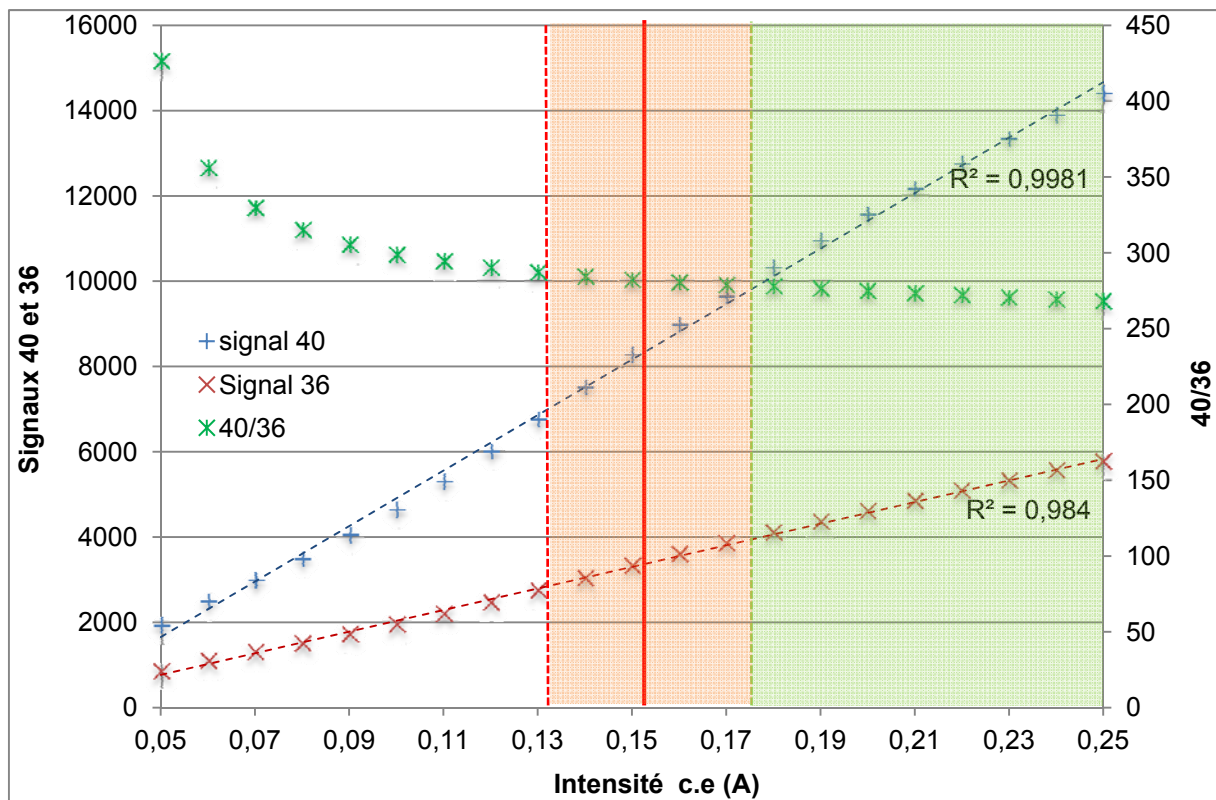


Figure II.62 : variation de la quantité de signal sur les masses 40 et 36 (a) et de la pente (b) en fonction de l'intensité du courant électronique. La ligne rouge correspond au point de fonctionnement actuel (0,1555A). La ligne rouge pointillé et le rectangle rouge correspondent au début de la zone de linéarité. Le trait vert et la zone verte correspondent à un domaine de meilleure linéarité des signaux.

La différence d'intensité entre le point de fonctionnement actuel et la gamme d'intensités permettant d'optimiser la linéarité est relativement faible et une augmentation de la brillance jusqu'à une valeur de 0,1750 A n'affecterait pas beaucoup la longévité du filament et permettrait une mesure plus aisée des échantillons jeunes et faiblement contaminés.

Un point de fonctionnement améliorant la sensibilité et la stabilité des mesures a été défini à la suite de nombreux tests réalisés sur une hauteur de signal standard (1 dose calibrée). Avant de reprendre les mesures de standards et d'échantillons, la linéarité de la réponse du spectromètre à des signaux de différentes amplitudes doit être testée.

1.1.1.1. Linéarité en fonction du signal

Pour qualifier la linéarité de la réponse du spectromètre à la quantité de signal introduite, nous avons ajouté des doses atmosphériques en jouant sur les volumes disponibles pour ajuster la quantité de signal sur la gamme 1000 – 14000 points. Le rapport isotopique mesuré est représenté en fonction de la hauteur de signal sur la masse 40 dans la Figure II.63.

On voit ici que le rapport des deux masses est reproduit dans les barres d'erreurs quelle que soit la quantité de signal introduite sur un l'intervalle produit par deux doses calibrées. Il est important de noter que l'erreur sur la détermination des rapports est relativement importante pour les faibles quantités de signal et qu'il sera préférable d'ajuster la masse d'échantillon pour que le signal produit soit supérieur à 4000 points (soit une demi D.C environ).

La plupart des mesures effectuées pour ce test ont été réalisées à partir d'une seule dose atmosphérique (D.A) détendue dans différents volumes. La quantité de signal produite par une D.A détendue dans le plus petit volume possible produit un signal de 6800 points environ. Pour des échantillons dont le signal est supérieur à cette valeur, la correction de contamination devra être réalisée en ajoutant plusieurs doses atmosphériques. D'autre part, les bombonnes d'atmosphère ont été renouvelées durant la période d'intervention sur le spectromètre. Nous nous sommes donc assurés de la reproductibilité et de la linéarité des signaux obtenus en multipliant les mesures de D.A.

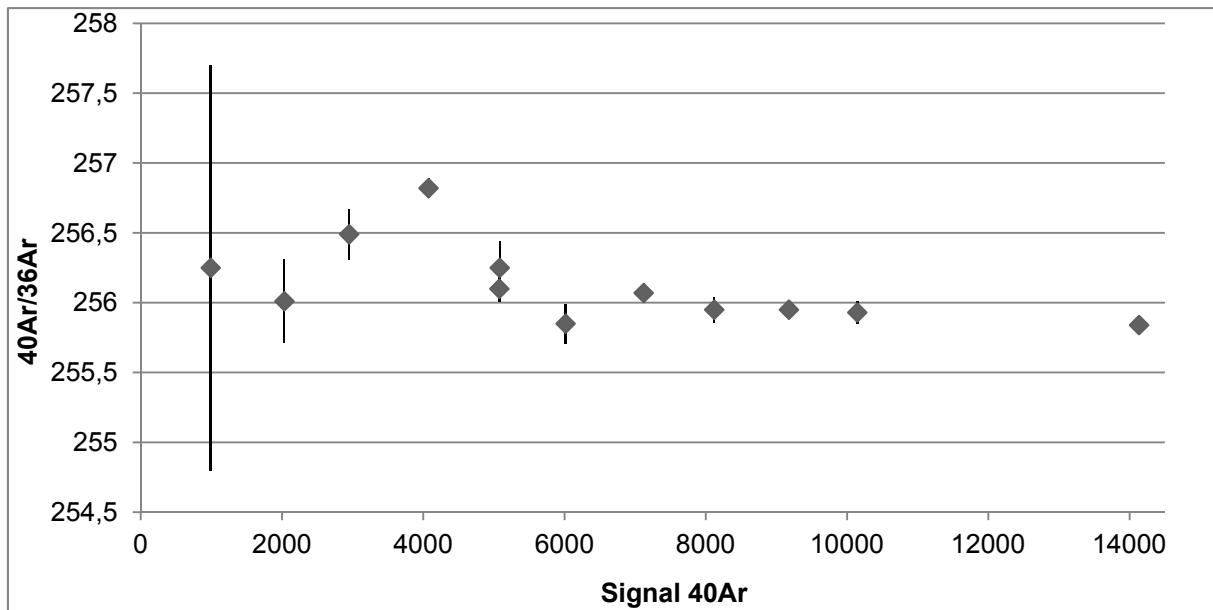
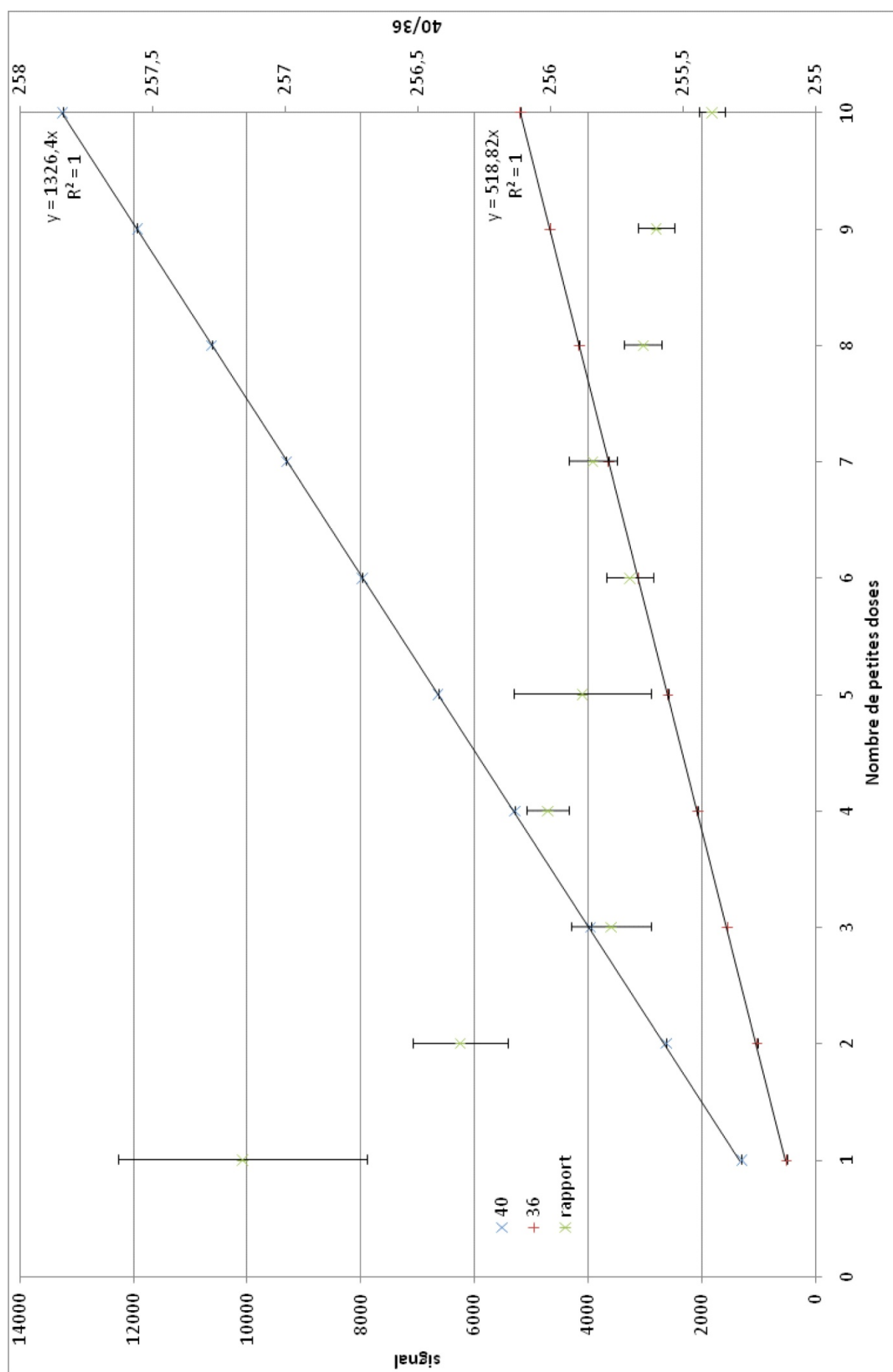
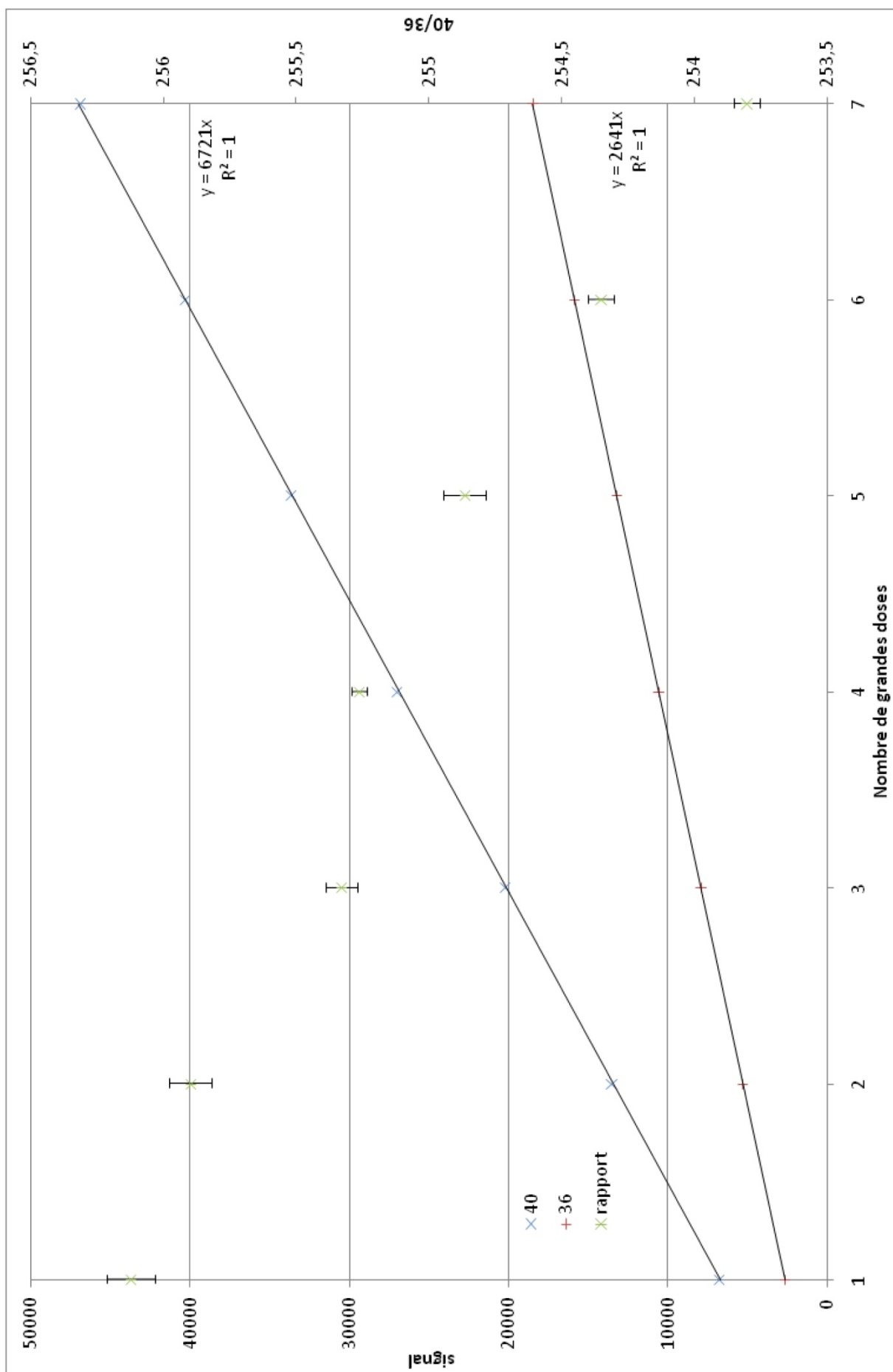


Figure II.63 : évolution du rapport des masses 40 et 36 mesuré en fonction de la quantité de signal atmosphérique introduit dans la cellule de mesure.

1.1.1.2. Linéarité des doses atmosphériques

Les résultats de ces tests sont présentés dans les figures II.64 et II.65. Les signaux mesurés sont parfaitement proportionnels au nombre de D.A utilisées. Le rapport 40/36 mesuré est identique, dans les barres d'erreur jusqu'à un niveau d'environ 25000 points qui semble correspondre à un seuil de linéarité de la réponse du spectromètre.





1.1.1.3. Standards post intervention

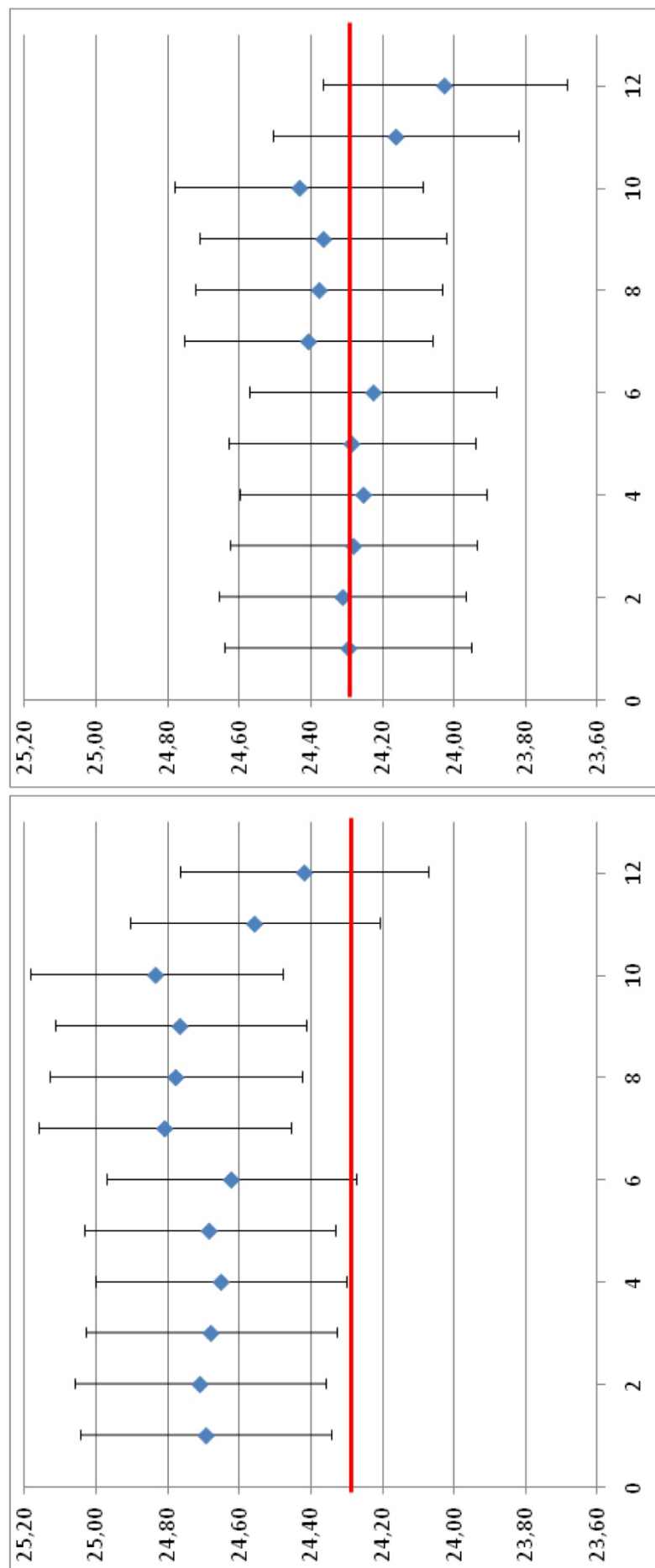
Avant la reprise des mesures sur des échantillons, des standards ont été mesurés pour vérifier le fonctionnement du spectromètre dans des conditions de mesures. Les standards ISH-G, MDO-G et GL-O ont été reproduits dans les marges d'erreurs.

1.1.1.4. Standards mesurés sur la période de ce travail

La mesure régulière de standards internes et internationaux (MDO-G, ISH-G, GL-O ; HD-B1) au laboratoire nous a permis de déceler un décalage systématique entre les valeurs mesurées pour les standards et les valeurs recommandées à partir de février 2009 (Figure II.66). L'analyse des résultats de ces standards (Table II.3) a mené à l'identification d'une diminution significative et brusque de la valeur de la D.C, probablement due à une erreur de manipulation. La nouvelle valeur a été déterminée à partir des mesures des standards GL-O, HD-B1 et MMhb-1.

La moyenne des valeurs de D.C calculées à partir des mesures de GL-O vaut $1.590 \text{ E}+13 \text{ atomes gramme}^{-1}$ sur la base de 10 mesures effectuées depuis cette date. Les 12 mesures de HD-B1, réalisées entre mai 2010 et mars 2011 tendent vers une valeur de la D.C à $1.580.10^{13} \text{ at.g}^{-1}$. Deux mesures de MMhb-1 tendent vers une valeur de la DC de $1.570.10^{13} \text{ at.g}^{-1}$. Compte tenu de ces indications. Une valeur de $1.580.10^{13} \text{ at.g}^{-1}$ a été retenue pour les mesures effectuées depuis le 21/01/2009.

Figure II.66 : Diagramme présentant les résultats des mesures du standard HD-B1 réalisées entre mai 2010 et mars 2011 en utilisant une valeur de D.C à $1.606 \cdot 10^{13}$ (à gauche) et la valeur retenue de $1.580 \cdot 10^{13}$ (à droite).



$1.606 \cdot 10^{13}$ at.gramme⁻¹

$1.580 \cdot 10^{13}$ at.gramme⁻¹

Table II.3: Tableau de résultats des mesures effectuées sur les standards MMhb-1 et HD-B1.

Standard	valeur recommandée	Masse (g)	K%	Taux $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*$ (at/g)	Age (Ma)	incertitude	Age (Ma)	incertitude
						1,606E+13 at / gramme		1,580E+13 at / gramme	
MMhb-1	520,4 Ma	0,05073	1,560	98,2%	1,0087E+15	532,2	7,5	524,8	7,4
MMhb-1		0,03861	1,560	91,9%	1,0084E+15	532,1	7,5	524,6	7,4
						532,2	7,5	524,7	7,4
HD-B1	24,29 Ma	0,10788	7,995	90,7%	2,0761E+14	24,69	0,35	24,30	0,34
HD-B1		0,13085	7,995	90,4%	2,0775E+14	24,71	0,35	24,31	0,34
HD-B1		0,08159	7,995	90,0%	2,075E+14	24,68	0,35	24,28	0,34
HD-B1		0,08052	7,995	92,1%	2,0726E+14	24,65	0,35	24,25	0,34
HD-B1		0,08214	7,995	92,7%	2,0754E+14	24,68	0,35	24,29	0,34
HD-B1		0,07915	7,995	76,8%	2,0702E+14	24,62	0,35	24,23	0,34
HD-B1		0,08264	7,995	92,8%	2,0858E+14	24,81	0,35	24,41	0,35
HD-B1		0,08099	7,995	91,6%	2,0832E+14	24,78	0,35	24,38	0,35
HD-B1		0,08093	7,995	88,9%	2,0822E+14	24,76	0,35	24,37	0,35
HD-B1		0,08001	7,995	89,6%	2,0879E+14	24,83	0,35	24,43	0,35
HD-B1		0,08306	7,995	87,3%	2,0647E+14	24,56	0,35	24,16	0,34
HD-B1		0,08160	7,995	91,6%	2,0530E+14	24,42	0,35	24,03	0,34
						24,68	0,35	24,29	0,34

II.3. Analyses chimiques sur roches totales (éléments majeurs et traces)

Les roches volcaniques sont un assemblage de phases minérales, de nature, de taille et de composition variables. Pour connaître la composition chimique d'une coulée, il faut en analyser un aliquote le plus représentatif possible. Compte tenu des volumes analytiques nécessaires pour l'analyse de majeurs (typiquement : $0,1 < m < 1$ g), il faut confectionner des mélanges homogènes, contenant l'ensemble des phases représentatives de l'échantillon dans les proportions initiales. La réalisation de poudres ($\varnothing < 30 \mu\text{m}$) est la méthode classiquement utilisée pour répondre à ce type de besoin. D'autre part, la finesse de la fraction assure une dissolution aisée des échantillons lors des attaques acides.

Les processus magmatiques et volcaniques (mélange, assimilation, circulation de fluides...) produisent fréquemment des inhomogénéités (enclaves, veines...) qu'il convient de ne pas incorporer dans la poudre pour ne pas biaiser l'information. De même, on prendra soin de retirer les parties les plus externes de l'échantillon potentiellement sujettes à l'altération. Un examen minutieux des lames minces permet de caractériser l'homogénéité de l'échantillon à l'échelle microscopique. La taille caractéristique des minéraux et leur abondance sont un paramètre à prendre en compte pour choisir la quantité de roche à pulvériser.

1. Protocole de préparation des poudres

La première étape consiste à découper un bloc d'échantillon en quelques cubes de $2 \times 2 \times 4$ cm maximum en utilisant une scie diamantée. On prendra soin de découper de larges plages permettant une sélection des parties les plus homogènes et saines. Les cubes sont ensuite rincés puis mis à sécher. Après un examen minutieux des cubes découpés, une sélection de 2 à 3 cubes est grossièrement broyée ($\varnothing < 2 - 3$ mm) à l'aide d'un mortier en acier. Un soin particulier a été apporté pour cette étape pour éviter au maximum la contamination par des esquilles du mortier en utilisant au minimum le marteau et en optimisant les quantités de grains pour minimiser les contacts avec le métal. Ce broyat préliminaire est ensuite pulvérisé à l'aide d'un mortier à agate (Retsch PM200) qui assure ainsi un minimum

de contamination par les éléments métalliques contenus dans l'alliage composant le mortier.

Dans un souci de minimisation d'intercontamination des échantillons, une procédure de nettoyage des bols et des billes d'agate a été scrupuleusement suivie. Les bols en agate sont préalablement rincés à l'eau permutée puis séchés à l'alcool avant d'être nettoyés au sable de Fontainebleau pour éviter une quelconque contamination par les échantillons d'un utilisateur précédent.

Une étape de précontamination des éléments de broyage par l'échantillon traité a été effectuée systématiquement : un premier aliquot de grains (préférentiellement la fraction la plus fine représentant les parties de plus faible résistance) est broyé. Les bols sont à nouveau rincés et séchés avant de broyer le reste des grains. La poudre obtenue est ensuite cartée puis stockée. Un nettoyage des éléments du broyeur au sable de Fontainebleau intervient au maximum tous les deux échantillons.

Pour certains échantillons ankaramitiques (Go32, PS3, PS4, PS5, TNF08A, TNF08G, TNF08T, TNF10F et TNF10Z), pour lesquels des évidences pétrographiques suggèrent qu'une partie de la population cristalline est héritée, un broyage au mortier à agate de la poudre préparée pour les analyse K-Ar a été effectué pour obtenir une analyse chimique représentative du liquide magmatique.

Les différentes analyses réalisées ont été produites dans plusieurs laboratoires avec des protocoles variables mais des techniques analytiques similaires. Une partie a été réalisée dans des laboratoires commerciaux : SGS et actlabs. J'ai analysé une autre série d'échantillons au laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538) à l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) de Brest.

2. Pertes au feu

Les pertes au feu permettent de déterminer la quantité d'éléments volatils (H_2O , CO_2 majoritairement) présents dans l'échantillon et donnent ainsi une indication supplémentaire sur la qualité des échantillons préparés. Ces espèces peuvent se trouver sous forme libre dans l'échantillon, adsorbées à la surface des grains ou dans le réseau de porosité ou être intégrées au réseau cristallin dans certaines espèces minérales. Une chauffe de l'échantillon à haute température ($1050^\circ C$)

pendant trois heures dans un four à atmosphère permet de libérer ces espèces. Environ 800 mg d'échantillon sont placés dans un creuset en céramique et pesé avant et après la chauffe. La perte au feu est calculée comme le rapport entre la différence de masse mesurée et la masse d'échantillon initiale :

$$L.O.I = \frac{(m_{ech}^i - m_{ech}^d)}{m_{ech}^i}$$

La précision de la balance utilisée est supérieure à 0,0001 g. Il est donc possible de prétendre mesurer des pertes au feu de l'ordre du centième de pourcent.

3. Analyses élémentaires

Les analyses élémentaires consistent en la détermination de la concentration de différents éléments présents dans l'échantillon. Ces concentrations varient sur plusieurs ordres de grandeur (éléments majeurs $[X] > 1 \%$, éléments en traces $[X] < 1 \%$) et vont nécessiter des instruments de mesure différents : dans notre cas, un spectromètre optique (ICP-OES) pour les éléments majeurs et certaines traces et un spectromètre de masse (ICP-MS) pour les éléments en trace.

Les poudres réalisées consistent en un ensemble de grains silicatés composés de différentes phases minérales agrégées. La détermination des concentrations des différents éléments qui les composent requiert la désintégration du réseau silicaté. Ceci peut se faire suivant plusieurs procédures (fusion alcaline ou attaque acide).

Les analyses présentées dans cette thèse proviennent de trois sources différentes : deux laboratoires d'analyse commerciaux (SGS à Toronto, Canada et Actlabs à Ancaster, Canada) et le laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538) de Brest, dans lequel j'ai réalisé la majorité des analyses. Les laboratoires commerciaux ne fournissent qu'un protocole sommaire de leurs analyses qui seront donc décrits dans la section sur la comparaison des différents jeux de données. Les protocoles d'analyses brestois font l'objet d'une description détaillée ci-après.

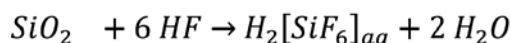
3.1. Mises en solution

La mise en solution des échantillons se fait par le biais d'une attaque acide. La procédure d'attaque est très similaire pour les analyses des éléments majeurs et en traces et fera l'objet d'une description commune. Elle vise à réduire au maximum les

quantités d'acide introduites, à la fois pour des questions de contamination mais également pour minimiser la perturbation du plasma. Le choix des acides utilisés tend également à réduire les perturbations apportées au signal par les acides, l'acide nitrique (HNO₃) étant le plus favorable. Les acides utilisés pour la mesure des traces sont des acides ultra-purs redistillés (quartex).

Les aliquots de poudre (250 mg pour les majeurs et 100 mg pour les traces) sont placés dans un bécher savillex[®] (en téflon = résistant à l'acide fluorhydrique) dans lequel on ajoute 1 mL d'HNO₃ puis 3 mL d'acide fluorhydrique (HF) (en excès). Les savillex[®] fermés sont plongés dans une cuve à ultrasons pour 5 min pour aider à démarrer l'attaque en favorisant les contacts grains-acide et en homogénéisant le mélange. Les savillex[®] sont finalement placés sur une plaque chauffante à 95° C pour 24 heures.

HF est un acide faible qui va casser les liaisons Si—O et dissoudre la plupart des métaux, selon la réaction :



La combinaison avec HNO₃ optimise l'action de l'HF et permet de garder le mélange en conditions oxydantes évitant ainsi la formation de complexes entre les ions libérés.

La présence d'HF résiduel dans les solutions mettrait en péril le système d'ionisation du spectromètre, en partie composé d'éléments en quartz. D'autre part, des fluorures de certains éléments (Na, K, Ca, Mg, Mn...) pourraient précipiter. Il faut donc éliminer toute trace d'HF dans les solutions avant l'analyse. Les protocoles de préparation des solutions pour les analyses des majeurs et des traces diffèrent sur ce point et seront donc traités dans des sections différentes.

3.2. Protocole d'analyse des éléments majeurs (Cotten et al., 1995)

3.2.1. Préparation des solutions

Après avoir laissé refroidir les savillex[®], 96 mL d'une solution d'acide borique (H₃BO₃, 25 g L⁻¹) sont ajoutés afin de neutraliser l'excès d'HF et redissoudre les fluorures précipités. Ce processus permet la complexation des fluorures en acide

fluoborique (HBF_4). La solution d' H_3BO_3 ajoutée contient également du chlorure de césium ($0,5 \text{ g L}^{-1} \text{ CsCl}$) permettant d'optimiser l'ionisation des éléments dans le plasma. Le B ajouté va également jouer le rôle de standard interne lors de la mesure sur le spectromètre.

3.2.2. Analyse des éléments majeurs (ICP-OES)

Les 100 mL de solution préparés sont analysés avec un spectromètre d'émission optique couplé à un plasma induit (ou ICP OES pour Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy) modèle HORIBA Jobin Yvon / Ultima 2, Figure II.67.



Figure II.67 : Vue générale du spectromètre HORIBA Jobin Yvon / Ultima 2 du laboratoire domaines océaniques de Brest.

3.2.3. Principe de la mesure

3.2.3.1. Injection de l'échantillon (Figure II.68)

L'échantillon est pompé via un cathéter vers le nébuliseur où il est transformé en un brouillard fin avant d'être injecté dans la torche à plasma proprement dite. Il traverse d'abord un gaineur qui va lui conférer une forme cylindrique adaptée et l'entourer d'un flux d'argon. Ce système permet d'isoler les parois de l'injecteur de l'aérosol, évitant ainsi le risque d'effet mémoire et donc l'inter-contamination des échantillons par les parois.

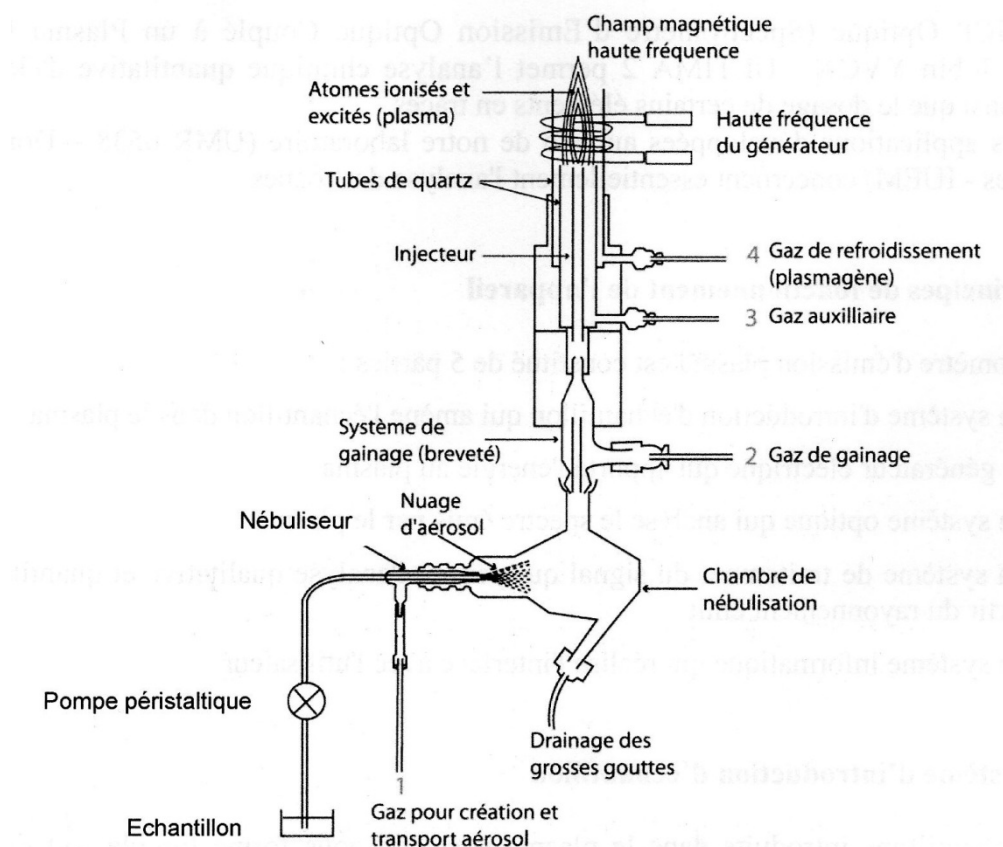


Figure II.68 : Schéma de principe du système de nébulisation et d'introduction de l'échantillon dans la torche à plasma de l'ICP optique Horiba Jobin YVON / Ultima 2.

Le sommet de l'injecteur est entouré d'un solénoïde parcouru par un courant électrique alternatif à très haute fréquence (40,68 MHz) permettant d'apporter l'énergie suffisante pour créer et entretenir l'état de plasma.

Les très hautes températures atteintes dans la torche à plasma permettent d'ioniser les éléments présents dans la solution. En s'éloignant du cœur du plasma, les températures diminuent et permettent aux ions de revenir à un état fondamental. Ce processus s'accompagne de l'émission d'un photon d'énergie (et donc de longueur d'onde) caractéristique (Table II.4). L'intensité lumineuse mesurée sur une longueur d'onde est directement fonction de la concentration de l'élément auquel correspond la raie mesurée.

3.2.3.2. Mesure des émissions

La lumière émise par la torche entre dans le monochromateur du spectromètre qui permet de balayer toute la gamme des longueurs d'onde utiles (Table II.4).

Les variations potentielles liées au système d'introduction de l'échantillon (vitesse de la pompe péristaltique, nébulisation, conditions d'ionisation...) sont surveillées en parallèle tout au long de la séquence analytique par un deuxième segment optique qui mesure l'intensité du B. La concentration en B étant constante dans toutes les solutions, les éventuelles variations d'intensité émises sur la longueur d'onde de cet élément ($\lambda = 208,959$ nm) seront liées au processus d'ionisation et permettront la correction d'éventuelles dérives de ce paramètre.

Analyte	λ (en nm)
B	208,959
Si	212,412
Ti	334,941
Al	308,215
Fe	259,940
Mn	257,610
Mg	279,079
Ca	317,933
Na	589,592
K	766,490
P	214,914

La position et la forme des pics élémentaires est susceptible de varier selon les conditions expérimentales. La calibration initiale du spectromètre prévoit le scan des pics des éléments mesurés (pas de 0,002 nm ; temps d'intégration de 0,2 s) afin de déterminer la longueur d'onde pour laquelle l'intensité lumineuse transmise par le monochromateur est maximale. Cette calibration est effectuée au début de la séquence analytique à l'aide d'une solution multi-élémentaire.

Table II.4 : Longueurs d'onde des photons émis par les différents éléments analysés.

Chaque élément est susceptible d'émettre des rayonnements sur plusieurs longueurs d'ondes. Les raies utilisées sont donc sélectionnées de manière à optimiser la sensibilité par rapport aux concentrations attendues, à éviter les interférences avec les émissions d'autres éléments. La dernière étape de calibration du spectromètre va permettre de visualiser la forme des pics et la présence d'interférence dans le cas d'une solution équivalente aux échantillons (concentrations variées, présence de matrice...) en utilisant un standard.

3.2.3.3. *Traitement des signaux*

Les intensités mesurées doivent être transcrites en termes de concentration. Pour cela, il faut contraindre la relation existant entre l'intensité du signal et la concentration pour chacun des éléments. Pour cela une série de standards de concentrations connues va être mesurée. Pour étalonner au mieux la réponse du spectromètre aux variations de concentrations, l'utilisation de solutions les plus

proches possibles des échantillons (même matrice, même milieu, même mode de préparation) est préférable. La gamme de concentrations utilisée doit idéalement encadrer celle des échantillons et la réponse en intensité doit être la plus linéaire possible sur cet intervalle. Un minimum de quatre standards doit être utilisé pour contraindre la relation. Dans notre cas, 6 standards et deux blancs ont été utilisés (JA2, BELC, CB2, CB15, CB18, ACE). La courbe de calibration est définie avant le lancement de la série de mesures et quatre standards sont analysés tous les 10 échantillons pour corriger de la dérive.

La mesure d'un échantillon comprend la mesure du bruit de fond (à la base du pic) et la mesure du signal proprement dit (au maximum du pic) avec un temps d'intégration de 3 s pour chaque élément. Le bruit de fond est ainsi soustrait au signal mesuré.

La déviation standard relative aux valeurs recommandées des standards est inférieure à 1% pour SiO_2 et TiO_2 , 2% pour Al_2O_3 et Fe_2O_3 , et 4% pour les autres éléments majeurs.

3.3. Protocole d'analyse des éléments en trace (Barrat et al., 1996, 2001, 2007)

3.3.1. Préparation des solutions

Après 24 heures d'attaque à chaud (95°C), les savillex[®] sont ouverts puis replacés sur la plaque chauffante afin d'évaporer les acides. Le résidu sec est repris en HNO_3 quartex 14,4N ($\approx 1 \text{ mL}$) en savillex[®] clos à chaud afin de s'assurer de la totale disparition des fluorures au profit des nitrures. Une nouvelle évaporation est réalisée avant de reprendre le résidu en HCl 3N (45 - 50 mL) qui permet une meilleure conservation de la solution mère dans le temps. Les facteurs de dilution sont calculés à partir de la masse de solution mère préparée.

Une solution mère du standard international BHVO2 (Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory ; USGS) est préparée de la même manière et sert d'étalon externe pour le calcul des concentrations à partir des données brutes en nombre de coups/s obtenus lors des mesures à l'ICPMS. La solution Fille du BHVO2 n'est pas spikée. Deux autres standards internationaux BIR (Icelandic Basalt ; USGS) et BCR-2

(Columbia River Basalt ; USGS) préparés et analysés comme les échantillons permettent de contrôler la qualité de nos mesures et les valider.

Avant l'analyse, des solutions filles diluées et spikées doivent être confectionnées. Pour cela, 0,9 mL de solution mère sont prélevés et pesés précisément pour chaque échantillon (1 mL pour les standards et le blanc) et sont spikés avec 70 μ L d'une solution artificiellement enrichie de Thulium (Tm), pesée précisément, qui serviront de standard interne lors de la mesure. On veillera donc à ce qu'aucune goutte de la solution de Tm ne reste sur les parois du saviilex[®]. Les solutions filles sont ensuite mises à évaporer pour la nuit. Le lendemain, avant le passage sur le spectromètre, les résidus secs sont repris avec quelques gouttes d'HNO₃ quartex et dilués dans 13 mL d'eau ultra pure puis conditionnés pour l'analyse.

3.3.2. Analyse des éléments en traces (ICP-MS)

La détermination des concentrations des éléments en traces a été réalisée sur le spectromètre de masse haute résolution à un plasma induit (HR-ICP-MS) Thermo Element2 (PSO) (Figure II.69) dont les limites de détection peuvent atteindre le ppq pour les éléments non interférés. C'est un spectromètre de masse à double focalisation qui combine un secteur magnétique suivi d'un secteur électrostatique (Figure II.70). Les ions sont d'abord triés en fonction de leur masse puis en fonction de leur énergie cinétique. À la sortie du secteur électrostatique, les ions viennent frapper le système de détection (compteur d'ions) qui compte la quantité d'ions reçus. Cette réponse est directement proportionnelle à la concentration dans l'échantillon.

Le système d'introduction de l'échantillon et la torche à plasma de l'Element 2 fonctionnent sur le même principe que ceux de l'ICP-OES Ultima 2 qui ont été décrits dans les sections précédentes. Une électrode de garde située entre le plasma et la spire réduit la diffusion d'énergie des ions et facilite leur transmission vers le secteur d'accélération et augmente ainsi la sensibilité de l'appareil.

Le secteur de focalisation et collimation (Figure II.70) consiste en un secteur quadrupolaire et un jeu de lentilles électrostatiques qui va affiner et accélérer le faisceau d'ions vers la fente d'entrée du spectromètre de masse. La largeur de la

fente d'entrée va déterminer la résolution (en masse) à laquelle va se faire la mesure. Trois largeurs sont disponibles sur l'Element 2 correspondant aux basse (la plus large), moyenne et haute (la plus étroite) résolutions.

Le faisceau d'ions pénètre dans l'analyseur qui consiste en un système de séparation des ions en masse et en énergie et le système de détection. Un secteur magnétique trie dans un premier temps les ions composant le faisceau selon leur masse et leur énergie. Le champ magnétique imposé par l'aimant sur le secteur est contrôlé par un régulateur qui permet un scan rapide mais néanmoins extrêmement précis et stable des différentes masses (< 150 ms pour un scan $m/Z = 7 - 238 - 7$). Le scan des masses s'effectue à la fois en faisant varier le champ magnétique imposé au faisceau d'ions mais également en faisant varier la tension d'accélération (jusqu'à 8 kV) du faisceau d'ions à champ magnétique constant permettant un scan très rapide. Le secteur magnétique sélectionne un faisceau d'ions de masse m qui est dévié vers une fente intermédiaire marquant l'entrée du secteur électrique. Ce secteur va filtrer les ions en énergie par le biais de lentilles électrostatiques et va focaliser le faisceau d'ions vers la fente de sortie dont la largeur est choisie en fonction de la résolution souhaitée.

Le faisceau d'ions traversant la fente de sortie est analysé par le système de détection comprenant un multiplicateur d'électrons qui va convertir et amplifier le signal reçu en un courant électrique exploitable. Le détecteur de l'élément 2 est linéaire sur 9 ordres de grandeurs permettant également l'analyse de certains éléments majeurs jusqu'aux ultra-traces.

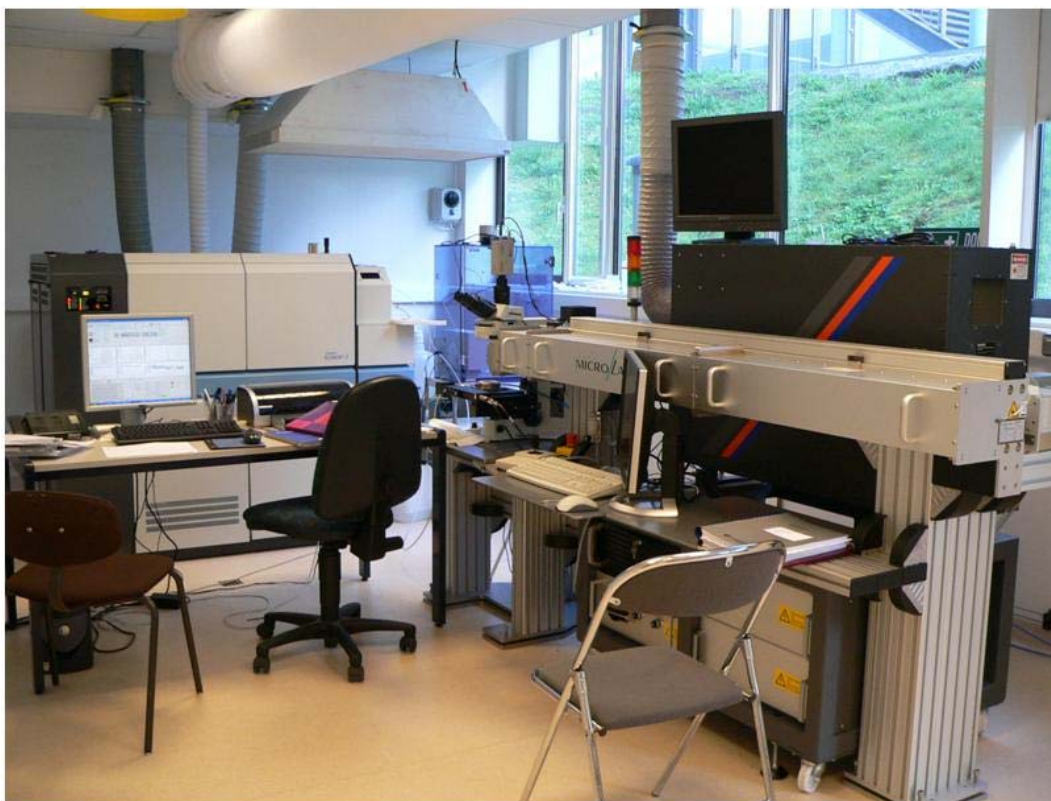


Figure II.69 : Vue générale de l'ICP-MS Thermo Element 2 du laboratoire Domaines océaniques de Brest couplée à un système d'ablation laser (LA-ICP-MS).

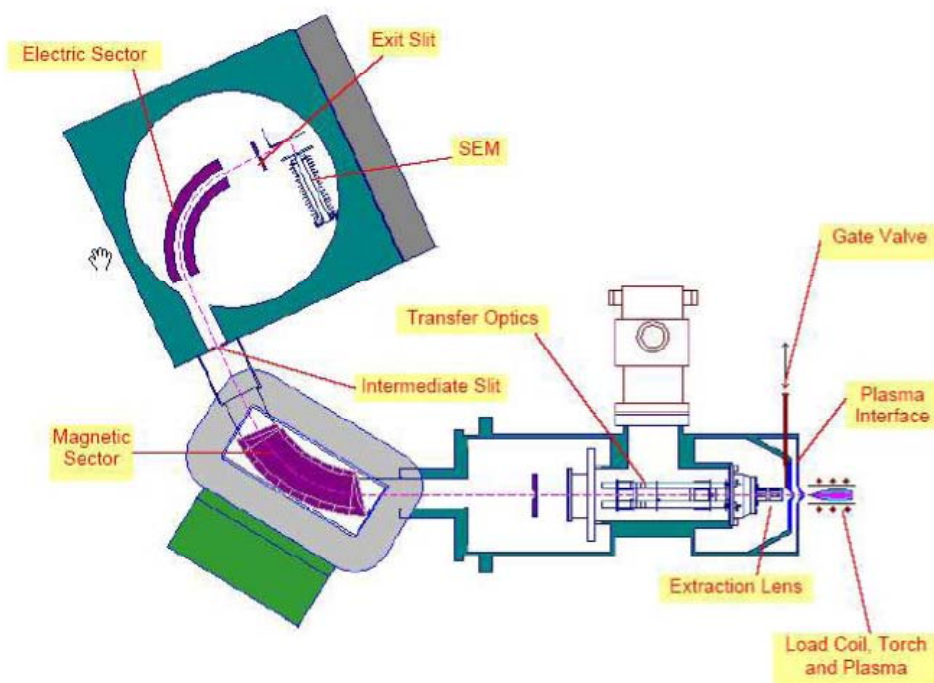


Figure II.70 : Schéma général de l'HR-ICP-MS Element 2 (Thermo-Finnigan)

L'une des principales difficultés de la mesure élémentaire en spectrométrie de masse est la séparation des pics d'intérêt des interférences. En effet, la complexation de certains éléments avec l'argon de la torche à plasma où l'oxygène (entre autres) produit des composés dont la masse approche celle d'éléments mesurés. Par exemple, l'oxydation de l'argon dans le plasma produit ArO dont la masse vaut 55,9573 g.mol⁻¹. Le fer a une masse molaire de 55,9349 g.mol⁻¹, qui peut être confondue avec celle d'ArO. Cette interférence peut être corrigée par la

soustraction de l'intensité de la masse 56 mesurée dans l'eau au pic de la masse 56 (N.B : dans notre cas, Fe ne fait pas partie de la séquence d'analyse). De manière générale, pour nos analyses, les intensités des pics mesurés dans l'eau du jour (utilisée pour la dilution) sont soustraites aux intensités mesurées sur les standards et les échantillons, ce qui permet de s'affranchir d'une éventuelle contamination apportée par l'eau.

Avant toute session de mesure, les meilleures conditions de stabilité du plasma, couplées à une intensité du signal maximale et une production d'oxydes réduite sont réglées à l'aide d'une solution multi-élémentaire à 1 ppb.

Cependant, la majorité des interférences provient de la complexation d'éléments présents dans l'échantillon ou dans le solvant (HNO₃ + H₂O ± HCl dans notre cas). Des exemples d'interférences possibles sont fournis dans la Table I.4. Dans le cas de nos échantillons dont la matrice est complexe et variable, la quantification de ces interférences est critique pour la détermination de certains éléments en trace d'intérêt et des terres rares lourdes. Il est possible de différencier certaines de ces espèces de leurs interférences grâce à la haute résolution en masse fournie par l'Element 2.

La résolution est définie comme le plus petit écart de masse différenciable à une masse donnée :

$$R = \frac{m}{dm}$$

Isotope	Interférence	Résolution
³¹ P	¹⁵ N ¹⁶ O	1460
⁵¹ V	³⁵ Cl ¹⁶ O	2572
⁵² Cr	³⁷ Cl ¹⁶ O	2629
⁵⁵ Mn	⁴⁰ Ar ¹⁵ N	2300
⁷⁵ As	⁴⁰ Ar ³⁵ Cl	7725
HREE	LREE ¹⁶ O	
¹⁵¹ Eu	¹³⁵ Ba ¹⁶ O	10215
¹⁶⁵ Ho	¹⁴⁸ Nd ¹⁶ OH	9302
...		

Table II.4 : exemples d'interférences en masse et des résolutions nécessaires pour les différencier

L'élément 2 permet d'atteindre une résolution de 300 en basse résolution, 4000 en moyenne résolution et 10000 en haute résolution. De telles valeurs permettent de découpler certains de ces éléments de leurs interférences, mais dans le cas des terres rares, les résolutions requises sont du même ordre de grandeur que la résolution maximum de l'appareil. D'autre part ces éléments présentent de nombreux isotopes dont les oxydes peuvent interférer avec plusieurs masses. Aussi, afin de totalement découpler les interférences LREE (Light Rare Earth Elements) -- O des HREE (Heavy Rare Earth Elements), des solutions de LREE (Ba-Ce ; Nd-Pr et Sm-Tb) seront mesurées au cours de la séquence de réglages, afin de déterminer la part de leurs oxydes sur les pics des HREE.

ex : l'intensité mesurée sur la masse 151 dans la solution de Ba-Ce provient des complexes BaO. On détermine donc un facteur de correction F_{Ba-BaO} liant le nombre de coups mesuré sur les masses de l'élément et de l'interférence :

$$\begin{aligned} R_t &= R_0 + {}^{40}\text{Ar}_{dt} \\ &= \frac{{}^{40}\text{Ar}_0 + {}^{40}\text{Ar}_{dt}}{{}^{36}\text{Ar}_0} \end{aligned}$$

Par exemple pour la première série de mesure des traces (en nombre de coups) :

$$\begin{aligned} &= \frac{194631 - 436}{436 - 73,6} \\ &= 535 \end{aligned}$$

L'intensité mesurée sur la masse 151 pour les échantillons sera corrigée selon :

$$\begin{aligned} I_{corr}^{Eu} &= I_{mes}^{Eu} - I_{interf}^{Eu} \\ &= I_{mes}^{Eu} - \frac{I_{mes}^{Ba}}{F_{Ba-BaO}} \\ &= (I_{brute}^{Eu} - I_{eau}^{Eu}) - \frac{(I_{brute}^{Ba} - I_{eau}^{Ba})}{F_{Ba-BaO}} \end{aligned}$$

Un tel traitement suppose la constance des ratios élément/oxyde à la fois dans le temps mais également quelle que soit la teneur en éléments interférents.

3.3.3. Traitement des signaux

Les signaux mesurés correspondent à un nombre d'ions frappant le détecteur par seconde, et les intensités mesurées doivent donc être transcrites en termes de

concentration. Pour cela, le nombre de coups comptabilisés pour un élément donné dans l'échantillon va être comparé à celui obtenu pour le standard BHVO :

$$[X]_{ech} = \frac{I_{ech}^X}{I_{BHVO}^X} \cdot [X]_{BHVO}$$

Cet étalon est mesuré tous les 3 échantillons afin de contraindre régulièrement la dérive de l'appareil, supposée constante entre les passages de BHVO. Le nombre de coups pour chaque élément dans l'échantillon devrait être comparé au nombre de coups d'un BHVO passé dans les mêmes conditions (= au même moment). La mesure simultanée de deux échantillons étant inenvisageable, le nombre de coups d'un BHVO mesuré au temps t_n de l'analyse du n-ième échantillon suivant la mesure du standard va être interpolé en calculant le barycentre pour chaque élément du nombre de coups selon :

$$C_X = \frac{2n}{8} B_X + \frac{2 \cdot (4 - n)}{8} A_X$$

avec : C_X , le nombre de coups interpolé pour l'élément X au temps t de la n-ième mesure après le BHVO (n varie de 1 à 3).

A_X est le nombre de coups mesuré pour l'élément X dans le BHVO précédent la série de 3 échantillons

B_X est le nombre de coups mesuré pour l'élément X dans le BHVO suivant la série de 3 échantillons.

On peut ainsi corriger l'ensemble du spectre de masses d'une dérive linéaire du signal encadrée par des mesures régulières d'un étalon. La dérive est également suivie par le biais d'un standard interne.

La méthode de traitement des données, dérivée de Barrat et al. (1996), utilise le thulium (Tm) comme étalon interne. Les terres rares lourdes Er, Tm et Yb étant fractionnées de manière linéaire dans tous les processus magmatiques, la concentration en Tm peut être interpolée à partir de celles de Er et Yb. En mesurant en alternance les échantillons spikés et l'étalon externe non spiké (BHVO-2), l'anomalie créée par le spike de Tm peut être quantifiée et permettre la correction de la dérive et les écarts à la linéarité.

Les géostandards BIR-1 (Flanagan, 1984) et BCR-2 (Wilson, 1997) ont été mesurés dans nos deux séries d'analyse afin de s'assurer de la justesse de la série et d'obtenir une statistique sur la reproductibilité des mesures effectuées. Les résultats de ces analyses sont reportés et discutés dans la section suivante.

4. Comparaison des différentes séries de données.

Nous avons réalisé et fait réaliser des analyses chimiques de nos échantillons dans trois laboratoires différents. Certains échantillons ont été mesurés dans les trois laboratoires et ce jeu de données doit être évalué et discuté avant toute utilisation. Différentes techniques analytiques ont été mises en œuvre dans ces laboratoires et une présentation aussi complète que possible des protocoles analytiques des deux laboratoires commerciaux sera utile à la discussion de ces résultats.

4.1. Séries d'analyses SGS

Les analyses réalisées au laboratoire SGS (Toronto, Canada) comprenaient l'analyse des éléments majeurs et des éléments en trace de 20 de nos échantillons en deux séries de mesures de 13 et 7 échantillons. Les résultats de la première série d'analyse ne comprenaient pas d'analyses de géostandards. Afin de pouvoir nous assurer de la qualité des mesures, nous avons ajouté BIR dans la deuxième série.

4.2. Série Actlabs

Les analyses réalisées au laboratoire actlabs (Ancaster, Canada) comprenaient l'analyse des éléments majeurs et en trace de 23 échantillons et deux géostandards internationaux : BHVO-1 et AGV1 (Flanagan, 1976).

4.3. Protocoles de mesure

Dans ces deux laboratoires, la mise en solution des échantillons a été effectuée selon une technique différente de celle utilisée à Brest. Les poudres réalisées ont été mélangées à un fondant (LiBO_2 pour l'analyse des éléments majeurs et Na_2O_2 pour l'analyse des éléments en trace) dans des creusets en graphite puis fondues dans des fours à induction à environ 1150 °C. L'échantillon, dissout dans le fondant, forme une perle de verre qui est versée dans une solution d'acide nitrique dilué (5%) constituant le solvant de la solution analysée. Cette méthode évite la manipulation répétée d'acides concentrés exigée par les attaques acides. Cette méthode permet généralement de dissoudre plus facilement des minéraux réfractaires aux attaques

acides tels que les zircons. Les solutions obtenues ont été analysées en ICP-OES et ICP-MS.

La partie suivante a été rédigée en anglais. Elle est adaptée d'une réponse à une demande des laboratoires actlabs quant à notre satisfaction à propos de la qualité des mesures effectuées.

5. Qualité des mesures

As shown in the previous sections, geochemical analyses are complex procedures requiring several steps of manipulations, measurements, addition of chemical reagents, and use of vessels each of them being a potential source of error or contamination. The results of the measurements thus have to be checked to be sure that the analytical procedure did not provide any significant contribution before any use of the data. Moreover, geochemical studies consist in comparisons of the analysed samples between them but also with samples measured by other workers using various techniques with diverse accuracies and precisions. Such comparisons are often meaningless if such quality checks are not performed.

Several types of indicators are used to monitor the quality of measurements.

Method blanks monitor the overall contamination brought to the results through the whole process of preparation of the analysed samples solutions.

The **precision** of the determinations is the combination of two parameters: the precision of the **instrument** and the precision of the **method**. The precision of the instrument is assessed by the replication of a measurement on the same solution in similar operating conditions. Such **replicates** monitor the **repeatability** of the measurement, or the variation arising between several measurements within similar conditions. The precision of the method can be monitored by repeating both the solution preparation and the measurement in necessarily different conditions. **Duplicates** give information about the **reproducibility** of a value or the typical variation that arises with the errors inherent to the whole process of measurement. Such variations represent the minimum amplitude of detectable variations between samples.

The **accuracy** of the measurements is monitored by the deviation of the result of the measurement of **reference materials** (R.M) (in strictly the same conditions as the samples) with respect to intercalibrated values. Usually, results are compared to the **certified values** which consist in a compilation of measurement results provided by the authority that developed the reference material. However, some reference material gained an international reputation which lead to worldwide measurements of such materials with various techniques over tens of years. With the technical improvements and the more important statistic, some variations arised between the original certified values and the results obtained. New compilations of such measurements have been performed for several standards and are available as **recommended values** for example the certificates of analysis of USGS reference materials which include recommended values or the widely used GEOREM database gathered and published on the internet by the Max Planck Institute für Chemie (Mainz, Germany).

5.1. Domaines Oceaniques (Brest) analyses

We analysed 47 samples for major elements and 40 for trace elements in the Domaines Océaniques Laboratory. The major elements were determined in a unique serie while trace elements measurements were achieved in two series of 20 samples.

5.1.1. *Major elements.*

The precision of measurements performed in Brest is usually better than 1% for both SiO_2 and TiO_2 , 2% for Al_2O_3 and Fe_2O_3 , and better than 4% for the other major oxides.

In our case, replication of measurements give relative standard deviation better than 1.5% for all the elements (in most cases better than 1%) excepted the poorly concentrated P_2O_5 and MnO which are generally better than 2.5%. Duplicates for 6 samples gave results similar within the 1.5% level. The average reproducibility levels on oxides on the basis of these 6 duplicated samples is better than 1% on SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 and K_2O , better than 1.5% for MnO , P_2O_5 , Na_2O . CaO and MgO are reproduced at the 2% level while Al_2O_3 is 2.2%.

55 out of the 56 analysis (47 samples, 3 replicates and 6 duplicates) obtained present sums between 98.5% and 101.5% with an average at 99.86% and a standard deviation of 0.9%.

5.1.2. Trace elements

The precision of measurements achieved in Brest for trace elements is given by the determinations on the two R.M BIR-1 and BCR-2 in each serie. The reproducibility of measurements, given by the relative standard deviation (R.S.D) to the mean (with $n = 2$), is better than 5% for nearly all the elements (excepted Cs, Ta, Nb, Be, Pb, W, Th and Zn) for the BIR-1 reference material (fig. Xa). R.S.Ds are better than 2.5% for Rare Earth Elements (R.E.E) with a maximum of 2.49% for Sm. In the case of BCR-2, R.S.Ds are better than 10% for all the elements but Be (13%). Reproducibilities better than 2.5% are achieved for most of the elements and REE are mostly duplicated within 1.5% of deviation (only Lu is higher with 1.65%).

R.S.Ds are generally lower for BCR-2 than for BIR-1. As BCR-2 has overall higher contents, we can assess that R.S.Ds generally decrease with higher contents. However, deviations to the mean value are less than 5% for most of the elements for both reference materials, and better than 2.5% for REE, evidencing a great reproducibility of our measurements.

However, R.S.Ds are over 15% for Cs, Ta, Nb, Be and Pb for BIR-1 and remain much higher than for most of the other elements in BCR-2. These elements seem to present a particular behavior. Cs and Ta are very poorly concentrated in BIR-1 (5 ppb and 40 ppb respectively) and tiny variations of the ppb order produce critical relative deviations. Moreover, it appears that Nb and Ta are less stable than other elements in the parent solution and need peculiar plasma conditions to get optimally ionized. Replicates of measurements performed within each serie bring some constraints on that problem. Indeed, repeatability of measurements is poor for Nb (mean of 6.5%, up to 8%), Ta (mean of 11%, up to 15%), Cs (up to 5.1%), and W (mean of 8%). This favours the plasma condition hypothesis to explain the low reproducibility of these elements since the same solutions were measured within a few hours interval. More generally, repeatability of measurements is less or of the same order of magnitude than the reproducibility for most of the elements and stability of measurement conditions appears to be the main factor of dispersion for the measurements.

The accuracy of the measurements is given by the deviation (and relative deviation) of the measured contents of the reference materials to the recommended or preferred values. In the same way that in the precedent section, the accuracy is presented with a bar graph showing the relative deviation to the recommended content in every analyzed element for each reference material in each serie (Figure II.71).

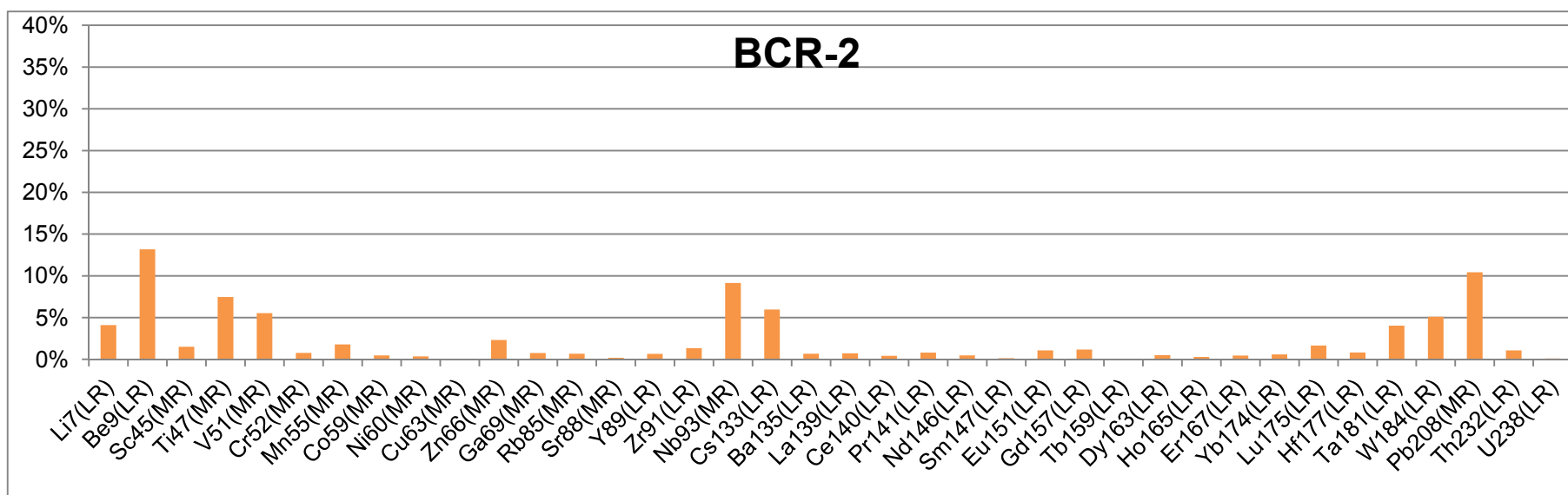
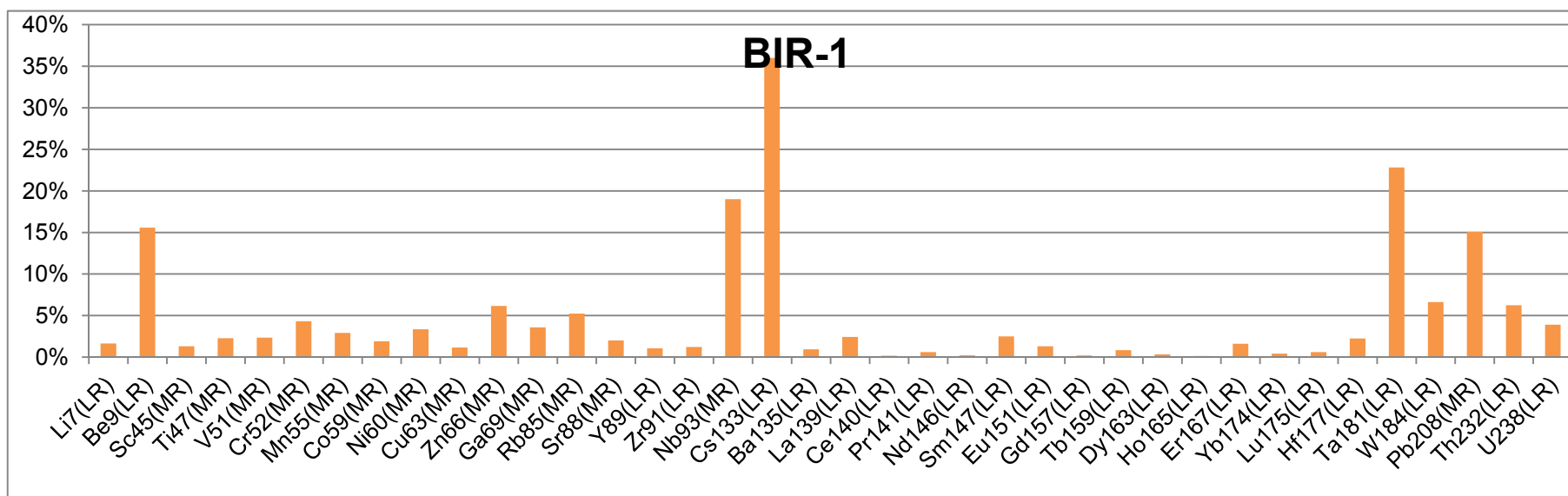
As in the case of reproducibility, the levels of accuracy seem to be dominated by the levels of contents since relative deviations are lower for BCR-2 than for BIR-1 with every value lower than 20% for BCR-2 whereas several elements exceed 20% for BIR-1 (Be, Cs, Ta, W and Dy). Most of the inaccurately measured elements were poorly reproducible so that we could evoke a common source to explain the observed deviations.

In the case of Dy, the reproducibility is excellent ($<0.5\%$ for both BIR-1 and BCR-2) and the relative deviation to the recommended value of BCR-2 (4%) is acceptable. The value recommended by the USGS (4 ± 1) comes with an uncertainty level of 25% and such a value could be inappropriate. Moreover, most of the recent values presented in the GEOREM database for Dy in BIR-1 lie in the 2.3 – 2.7 interval. The compiled value for measurements in Brest is 2.51, in good agreement with the measured value and we thus consider that the measured value (2.62) is fairly accurate.

In a more general way, the values obtained are usually in good agreement with the compilation of values of the Domaines Océaniques Laboratory excepted for the elements which have a poor reproducibility.

REEs are accurate to the 2.5% level which, together with their reproducibility, ensures a high level of confidence for these elements.

Figure II.71: Relative standard deviations to the mean value of the 2 trace elements series of measurements performed in Brest for the reference materials BIR-1 and BCR-2.



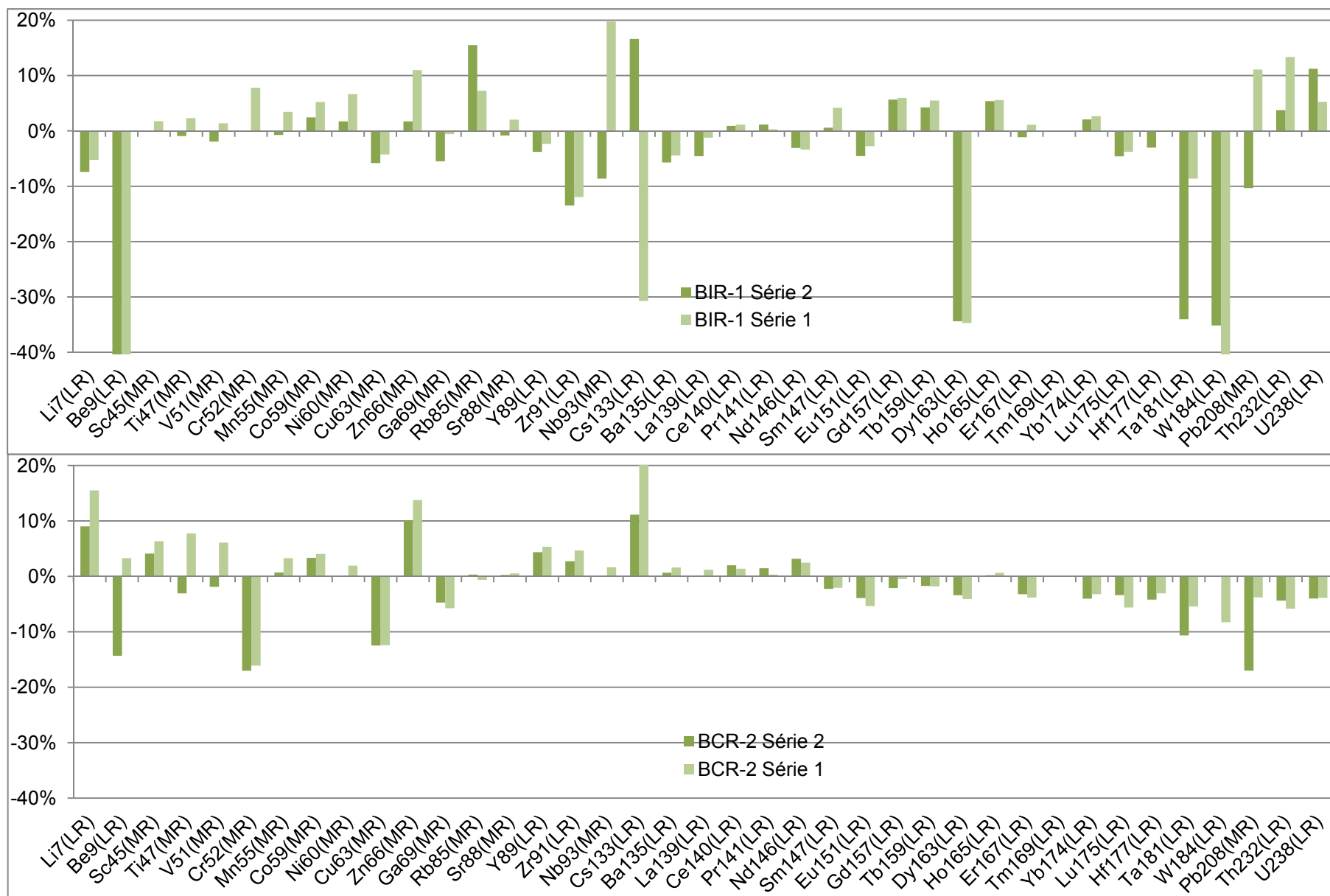


Figure II.72: Relative standard deviations to the USGS recommended values of BIR-1 and BCR-2 reference materials for the 2 series.

5.2. SGS analyses

SGS laboratories only provided us duplicates of samples performed for both major and trace elements procedures. No results of method blanks or R.M measurements were attached to the results of the first serie of analyses. We thus added BIR-1 in the second batch of samples.

5.2.1. Major Elements

ICP-OES measurements were conducted for major elements and a few traces (Ba, Nb, Sr, Y, Zn and Zr). Duplicates for this method have been performed on a phonolitic sample (TNF08J) for the first series of analyses and on a basanite (PS4) for the second series of analyses, thus covering the whole range of composition of our samples. R.S.D to the mean value of both determinations are less than 4% for every oxide. SiO_2 , Al_2O_3 , MnO and Cr_2O_3 appear reproducible at the 1% level. P_2O_5 and K_2O are reproduced at the 1% level on average, but the highest content in P_2O_5 and lowest content in K_2O are determined with a relative deviation of 1.5%. CaO , Fe_2O_3 , MgO and TiO_2 also present a poor reproducibility on the highest contents measured, the highest (3.66%) for CaO . The less reproducible oxide is Na_2O with homogeneous regardless of the content with a mean deviation of 2.2%. Additionally a deviation of 3.5% is recorded for one of the L.O.I, which appears rather strange for that kind of procedure. Sums present important deviations to 100%. The first series of measurements presents average closures of 98.4%, despite overall low L.O.I, which evidence a clear underestimation of major elements for the whole serie of measurements. At the opposite, the sums of the second serie of analysis have an mean value of 103, again with rather low LOI values, which evidences an overestimation of the contents for all oxides. This is further supported by the deviations to BIR recommended values which represent on average reach 5%. In the case of BIR-1, even the L.O.I value is doubtful since the measured value is less than 0.01% while the value proposed by USGS is 1%.

However, some of the major elements have been determined by mass spectrometry. Reproducibility of such measurements is overall less than for the values obtained in ICP-OES with deviations reaching 4.9% and an overall higher average for each duplicate (1.2% and 3.4% for Go94 and 68G respectively whereas

TNF08J and PS4, both analysed in ICP-OES, had average deviations of 0.6% and 1.6%). The accuracy of such determinations is less than 1% for Fe_2O_3 . Deviations to recommended values are less than 3% for Al_2O_3 , CaO and MgO. However, large deviations occur for K_2O , MnO, P_2O_5 and TiO_2 .

In consequence, major elements measurements performed by SGS laboratories should not be used out of Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO and MgO, for comparison with other data sources only.

5.2.2. Trace elements

Several trace elements have been measured in ICPOES. The reproducibility for such measurements is generally lower than 3% and accuracy levels, unless largely dependent on the higher detection limits, are acceptable. In consequence, such measurements give good orders of magnitude for the contents in Ba, Nb, Sr, Y, Zn and Zr. Furthermore, the agreement between ICP-OES and mass spectrometry data is good since the relative deviations between both values are below the 5% level when content is well above the d.l of ICP-OES (e.g: 2.4% on average for Ba).

The duplication of measurements of a sample in each serie of ICP-MS measurements reveal reproducibility levels within the 5% level for all the elements but Hf, Yb and Lu which remain at the 10% level (Figure II.74).

The accuracy of SGS trace elements measurements is only available for the second serie of measurements, given by the deviations to the BIR-1 contents recommended by USGS (Figure I.25). Unfortunately, some of the elements are not concentrated enough for the detection limits of SGS laboratories and were not determined. However, most of the relative deviations to BIR values are beneath the 10% level. Cu, Zn, Zr, Eu, Dy and Tm are between 10 and 20%. The large deviations for Zr and Tm are mainly due to the low contents of these elements regarding the d.l. However, the deviations in Cu, Eu and Dy correspond to actual overestimations of the values. Anomalous overestimations occur for Ba, Rb and Lu, which present values well over the maxima recorded in the GEOREM database for BIR-1.

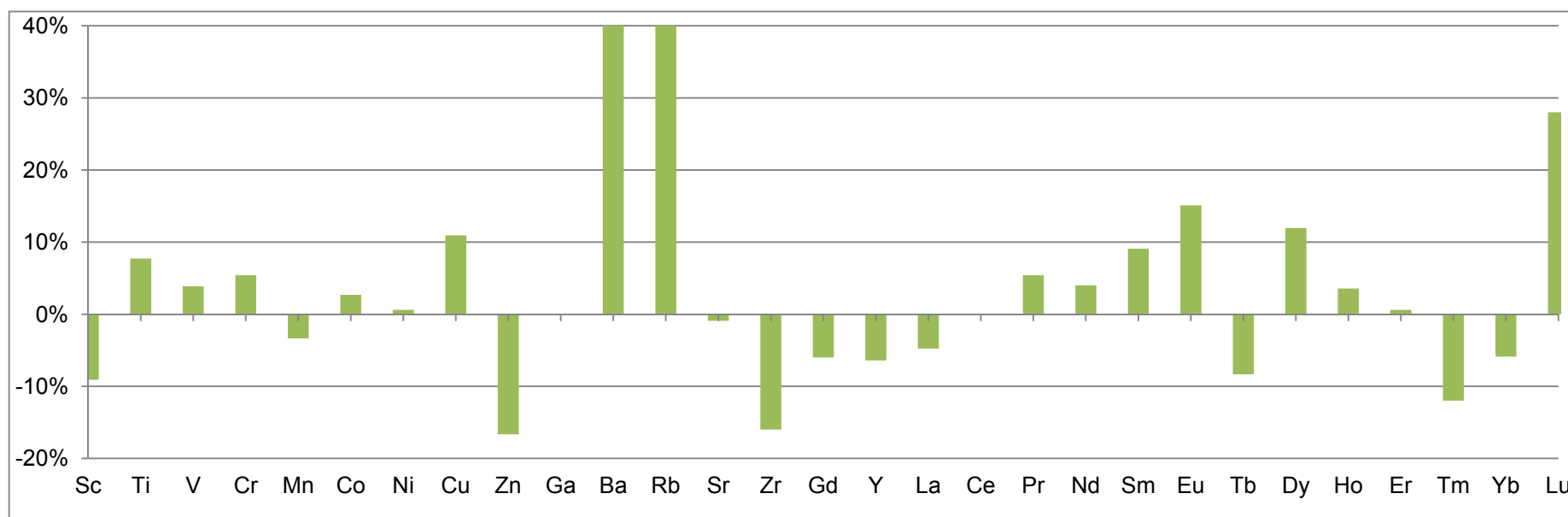
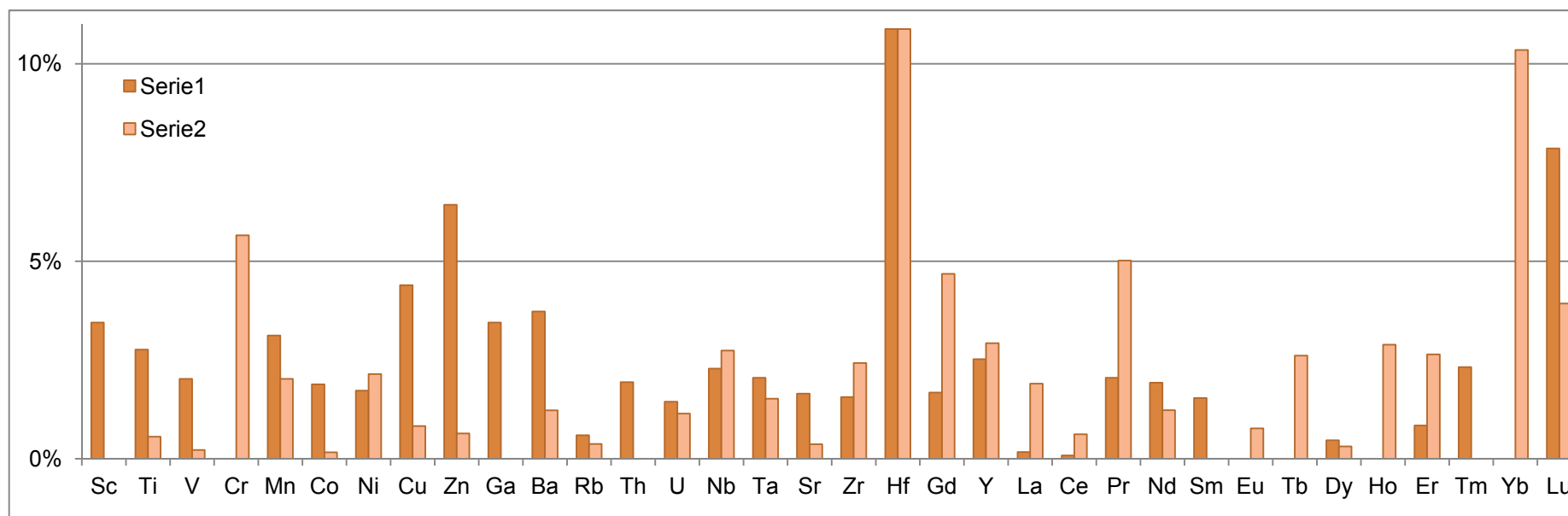


Figure II.74: Precision and accuracy of SGS trace elements determinations.

Upper chart: Relative standard deviations to the mean value of the duplicated samples 68G and Go94 for the SGS trace elements measurement series.

Lower chart: Relative standard deviations to the USGS recommended values of BIR-1 measured during the second serie.

5.3. Actlabs analysis

The actlabs laboratories provided us several indicators to check the quality of data. Several reference materials have been analysed. They include international reference material such as BIR-1a, DNC-1 and W-2a (Flanagan, 1984) for major and trace elements, JR-1 (Ando, 1984) for trace elements, and other reference materials used by the laboratory. Moreover, our batch of samples included two international reference materials for blind measurements: BHVO-1 (Flanagan, 1976) and AGV-1 (Rittman, 1952). The results provided by the laboratory also include the method blanks and a duplicate measurement for one of our samples.

5.3.1. *General comment on the measured reference materials*

The international R.M BIR-1a, DNC-1, W2 (USGS) and JR-1 (JGS) have been processed by the actlabs laboratories for both the major and trace elements. These materials correspond respectively to a depleted olivine tholeiite from Iceland, an olivine normative dolerite, a quartz bearing diabase, and a rhyolitic obsidian from Japan. These R.M. are somewhat different from our enriched basalts and basanites that were analysed within the series with really different levels. These R.M could thus have different matrix effects from those of our samples and be inaccurate monitors of the measurement process.

5.3.2. *Major Elements*

The quality of major elements measurements by the Actlabs laboratories can be estimated from 9 reference materials, 2 of them have been analysed as blind, and a duplicate.

The reproducibility of the major elements measurements is given by the R.S.D to the mean of two measurements of the EA2 sample. SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO and P_2O_5 are duplicated within the 0.5% level. Al_2O_3 lies in the 0.5% - 1% interval. Only Na_2O is determined with a precision between 1% and 1.5%. The other oxides (MgO , CaO and K_2O) are not less dispersed than 2%. Despite a mean content of 1.4%,

which is not an “extreme” value (compared to the 0.03% of BIR-1), K_2O reveals the less reproducible oxide with a R.S.D of 2.5%.

The accuracy of major elements determinations in actlabs laboratories is variable among elements. Unless the matrix of the analysed reference materials and of our samples are rather dissimilar, the range of variation of our samples is bracketed by the standards used as shown on the Figure II.75.

Deviations to reference materials certified values mostly lie in the interval -5 – 5%, indicating reasonably accurate results. A clear overall underestimation of reference values is discernable on the Figure II.75 diagram where most of the data lies in the lower part of the chart. This peculiar trend is supported by the negative slopes of the correlations between measured and certified values shown in Figure II.76. The positive trend observed in the case of CaO is odd when compared to the cluster of negative points observed on Figure II.75. However, if the NIST694 R.M (phosphate with $CaO = 44.93\%$) is removed from the the CaO correlation, the slope falls to 0.96 which is equivalent to a mean deviation to R.M certified values of -4% in better agreement with the observations of Figure II.75. Moreover, this R.M has a peculiar behavior compared to the others in the Figure II.75 chart. Such a behavior could be attributed to its specific nature and would thus lead to tone down its significance in the overall accuracy of the analysis.

The chart of Figure II.75 presents two aberrant points for the R.M BIR-1a in K_2O and P_2O_5 . Both of these oxides are poorly concentrated in this R.M (0.03% and 0.02% respectively) and are thus difficult to estimate accurately. For both elements, the significant figure is at the 10^{-2} level. In the case of K_2O , the measured content is 0.02, which is equivalent to the recommended value of 0.03 within the uncertainties. However, in the case of P_2O_5 , the measured content is 0.07 while the recommended value is 0.02. Such content is 7 times the magnitude of the detection limit and an order of magnitude greater than the proposed uncertainty on the certified content in P_2O_5 . We thus believe that the analysis of contents in P_2O_5 beneath the 0.1% order of magnitude have to be used with caution.

Besides the specific cases treated in the preceding paragraphs, the Figure II.76 shows that the determinations of major elements are fairly accurate, with deviations

to the recommended values less than 5% (absolute) especially for international igneous R.M (in red and blue in the chart). Deviations are particularly clustered around the certified value for every R.M in SiO_2 , which we believe fairly accurately determined, so as Al_2O_3 , MnO , MgO (excepted AGV1 and GBW07113 which have a low contents) and TiO_2 . Moreover, these elements present slopes close to 1 in the correlations of the Figure II.76. CaO and K_2O have clear negative trends on the Figure I.27 and appear underestimated, so as Fe_2O_3^* which shows more scatter. Na_2O deviations to R.M are scattered and lie between -7.4% and 3.2. The slope of the correlation between the deviations to the certified R.M values for this oxide is close to 0.98 which represents a mean underestimation of 2%.

Finally, the sums of every oxide content have to be examined as another indicator of the overall quality of major elements determinations. The mean calculated closure for all the samples and the reference materials is 99.4% ($\sigma \approx 1$; $n = 29$) which confirms an overall underestimation for most major elements. However, several analyses close with an important deviation to 100%. This is supported by the somewhat large standard deviation ($\approx 1\%$).

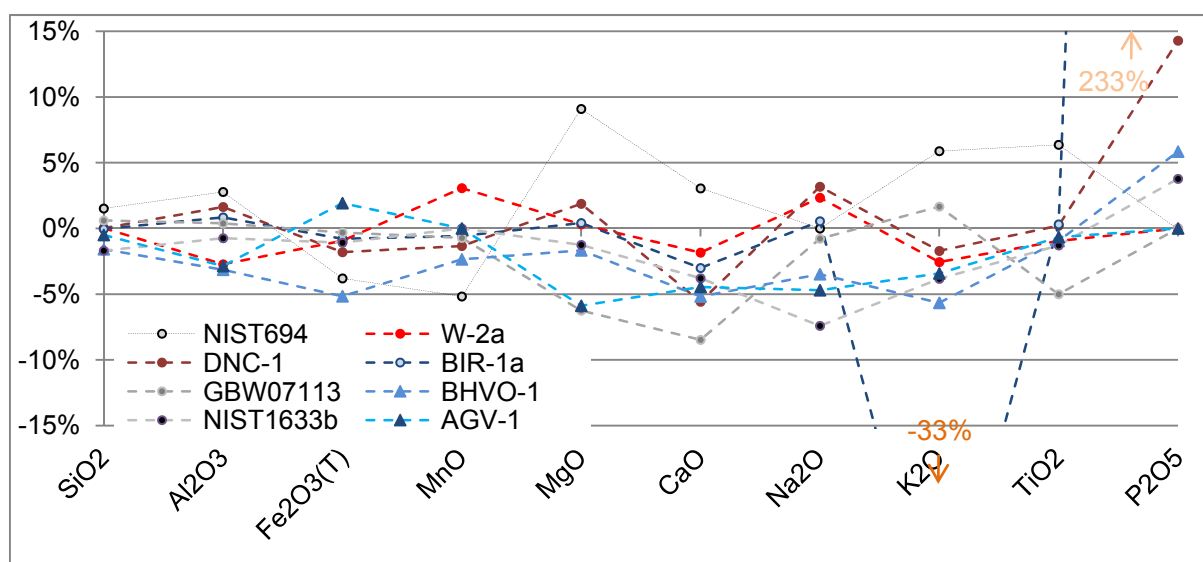
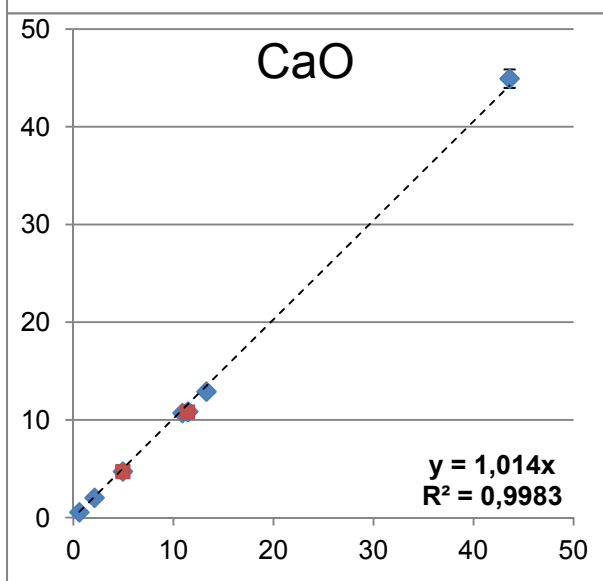
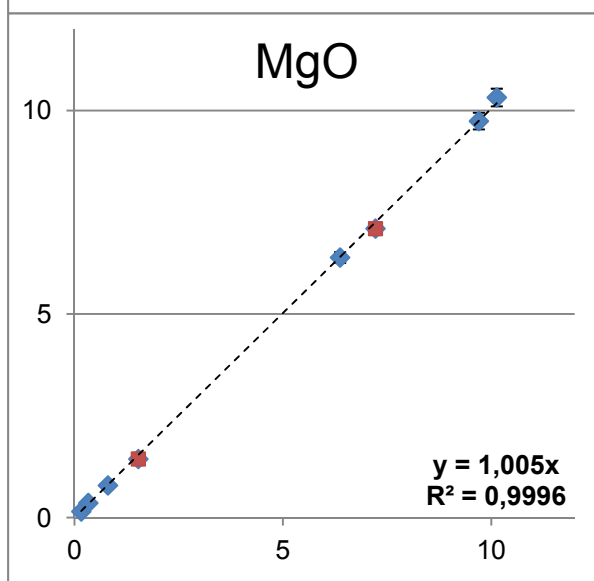
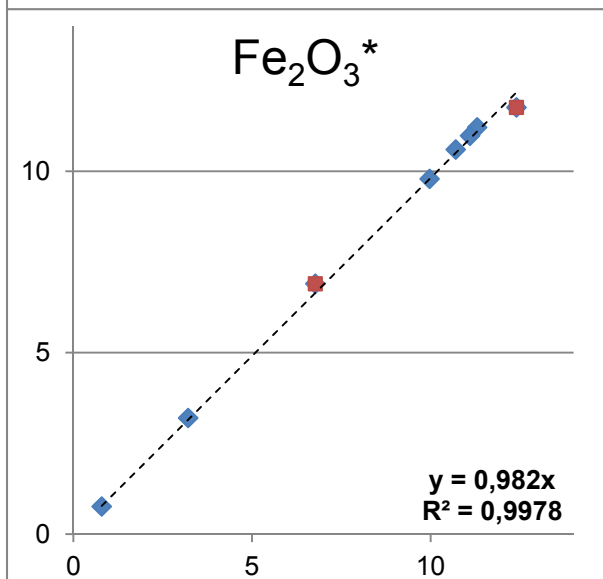
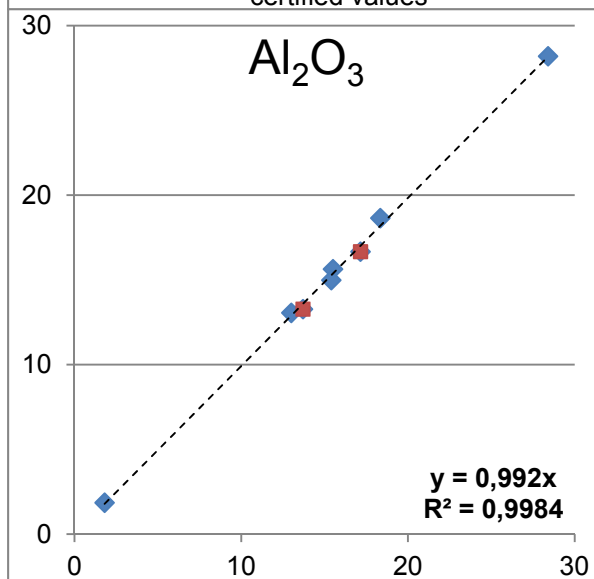
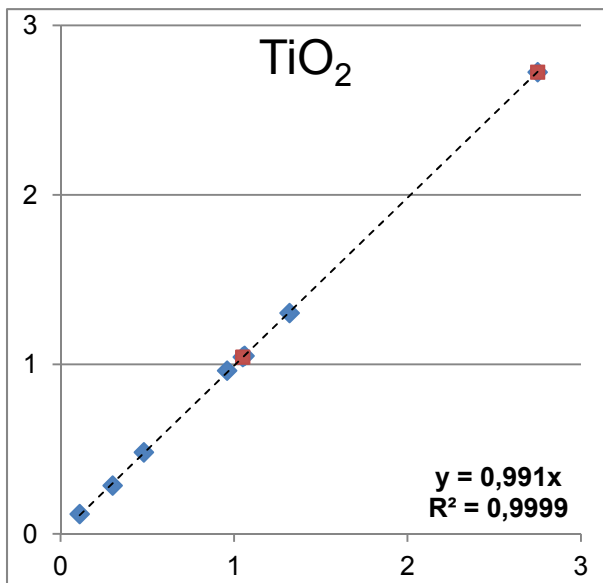
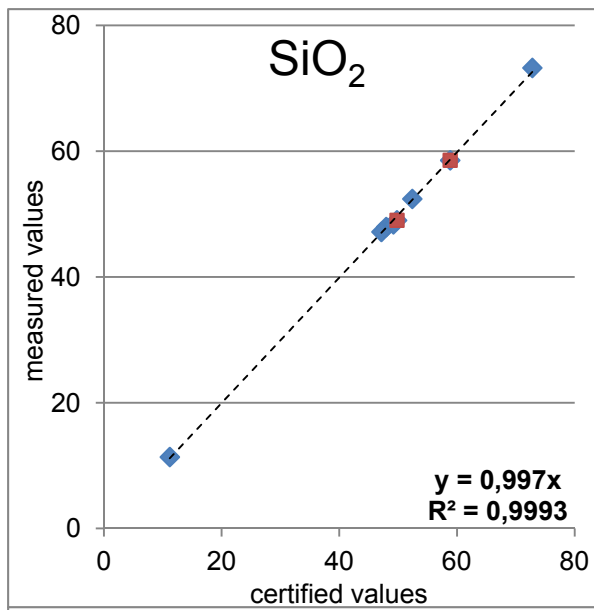
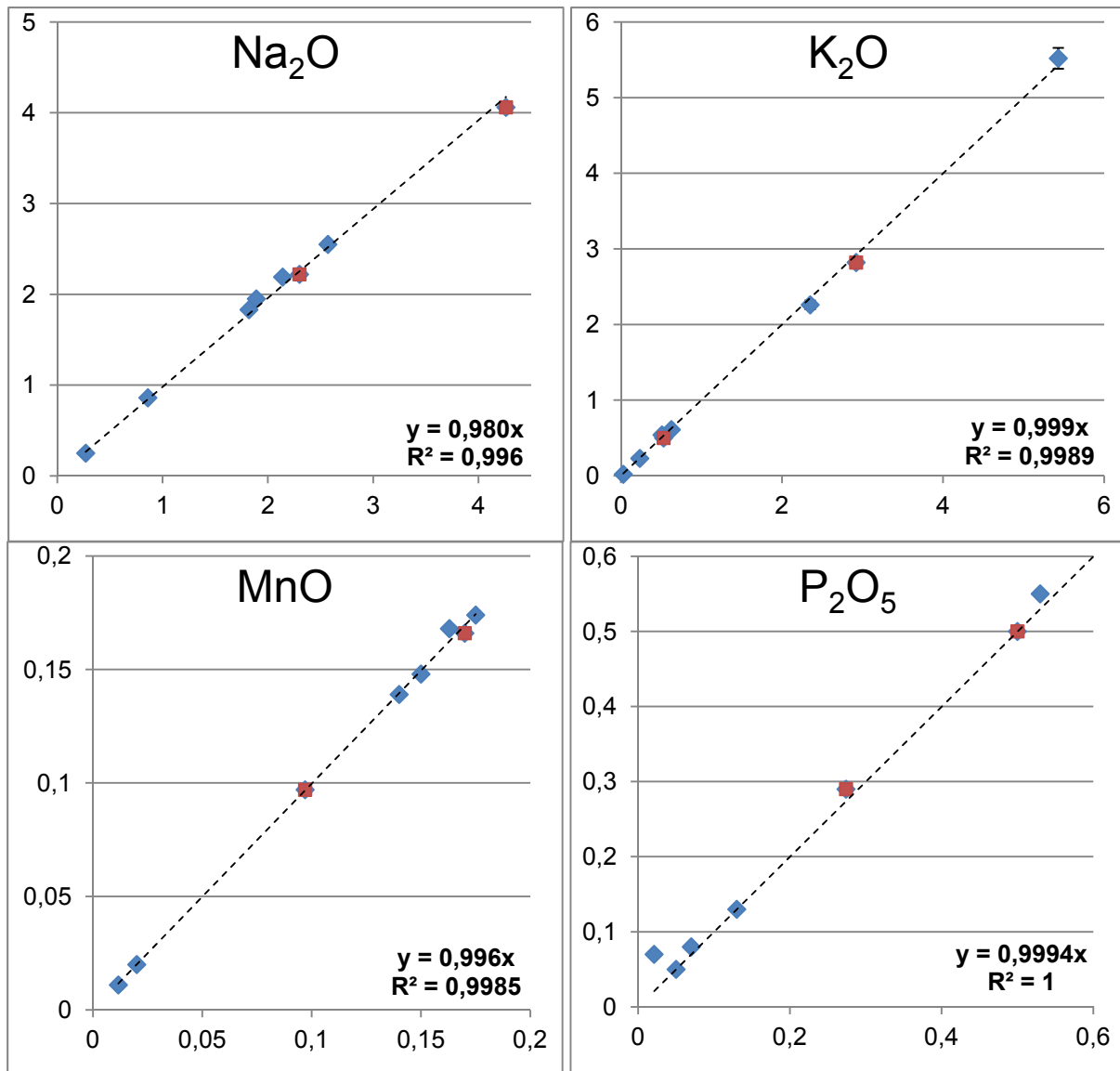


Figure II.75: Inter-comparison of the relative deviation to certified value for the reference materials included in the actlabs serie.

Figure II.76: Comparison between measured and certified values for the reference materials determined in actlabs laboratory. Red markers correspond to the blind measured reference materials BHVO-1 and AGV-1. Regression lines are shown with their equations which estimate the mean deviation to the certified values of reference materials for every oxide.





Poor closures associated with important L.O.I are often interpreted as an indicator of sample alteration. In our case, the incriminated analyses correspond to 3 samples (TNF08A, 68F and 76F) and 2 R.M (BHVO-1 and AGV-1). Samples 68F and 76F are young (< 200 ka) phonolitic products. 68F corresponds to proximal ballistic projections from a violently explosive eruption and might contain abundant fluids as attested by the important measured L.O.I. 76F had already been measured by wet chemistry in Museo de Ciencias Naturales in Madrid (Spain) and closed at 99.8% with a similar L.O.I. TNF08A is one of the samples measured in every laboratory. Its sum in the actlabs serie (96.56%, with a measured L.O.I of 0%) is close to the sum of the SGS serie (97.5% with a measured L.O.I of 0.85%), while the major analysis performed in Brest produce a closure of 100.01% with 0.65% for the L.O.I, which rather reveals an unaltered sample. Moreover, the last 2 analyses which close

somewhat far from the 100% level correspond to the USGS R.M BHVO-1 and AGV-1 which usually sum close to 100%. BHVO-1 and AGV-1, measured as blind samples, sum respectively at 98.06% and 98.57% when recommended L.O.I values are added. This reveals a potential problem on the major elements measurement procedure which produces an underestimation of some samples. An incomplete fusion or transfer of the fused bead could be evoked to explain such systematic underestimation for some samples.

5.3.3. Trace Elements

47 trace elements have been measured at actlabs laboratories in total fusion. An option was subscribed to lower the detection limits for 7 elements including Cu, Ni Pb, and Zn using acid digestion of samples.

The method blanks are at or below the detection limits for every element measured which means that apparently, no significant pollution is brought by the processing of samples. Nevertheless, no blank value is given by actlabs laboratories for Be, Sc, V, Sr, Y, Zr and Ba. We moreover lack details about the blank procedure and we do not know whether it includes fusion with lithium metaborate or not.

Reproducibility can be evaluated from the partial duplicates of two samples provided for both methods. Indeed, TNF10R was chosen by actlabs laboratories to monitor the reproducibility of the optional acid digestion method while EA2 was chosen for the standard total fusion. However, we do not know neither if the duplicates are measured in independent series (i.e: with a different calibration of the mass spectrometer) or during the same run. We thus take these reproducibility levels with caution. Every duplicated element is reproduced within the 10% level. The less reproducible elements are Nb and, despite lowered detection limits, Ni which present R.S.D to the mean of determinations of respectively 9.5% and 6.7%. The other elements are duplicated within or slightly over the 2% level, indicating an apparent excellent reproducibility of measurements.

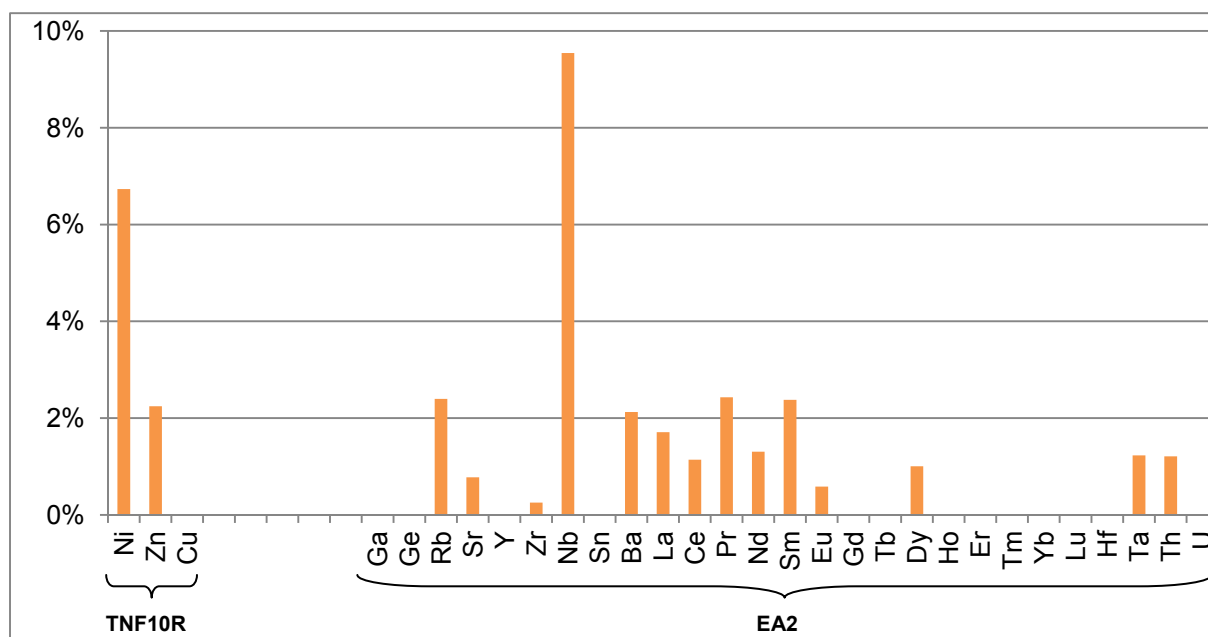


Figure II.77: Relative standard deviations to the mean value of the duplicated samples TNF10R (which monitors the reproducibility for the optional acid digestion procedure) and EA2 at the right hand side of the chart (which monitors the reproducibility of the total fusion procedure). The elements which content were below the detection limit and have been removed from the chart.

Twenty-nine R.Ms. have been more or less partially measured to constrain the accuracy of the methods used to determine the trace elements in our samples. Only BHVO-1 and AGV-1, both blind measured, have been tested for all the elements. Considering the number of elements analysed in actlabs, we will present the accuracy results in several groups. The elements below the d.l or presenting no particular geochemical significance will not be discussed here.

The first group of elements discussed will be the few elements concerned by the optional method used to lower their detection values. 8 R.M have been exclusively used to constrain the accuracy of the acid digestion method. Among them, GXR-1, GXR-4 and GXR-6, respectively a jasperoid, a copper mill-head and a soil sample, are known for their heterogeneity. Part of the dispersion observed on Figure II.77 could be attributed to such heterogeneity. Nevertheless, we observe that low contents in Pb (< 100 ppm which still represent 20 times the detection limit and the level of content of our samples) lead to large uncertainties. The Pb content of BHVO-1 is under the d.l. and this R.M. does not bring further information on the accuracy of Pb measurements. AGV-1, with a content of 37 ppm confirms the underestimation trend but seems rather more accurately measured than the other R.M. This is the only igneous R.M. with Pb content over the d.l measured.

Despite the poor reproducibility evidenced in the section above, most of the Ni determinations are fairly accurate with deviations to R.M certified values under 5%. However 4 out of 9 exceed 10%, with an aberrant value close to 30%. Two of the incriminated determinations correspond to GXR R.M which are known for their heterogeneity. This, together with the reproducibility level for this element might explain the accuracy level obtained here.

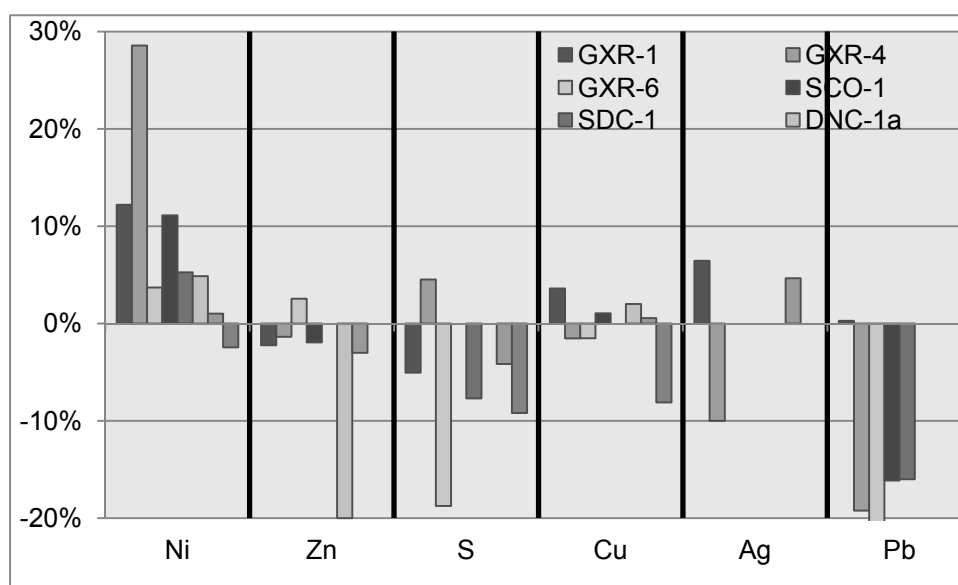


Figure II.78: Relative standard deviations to the certified values of the 8 R.M used to monitor the accuracy of the acid digestion option.

Zn and Cu determinations are fairly accurate with most of the values falling in the 2.5% level excepted one value for each oxide (-20% for Zn in the DNC-1 dolerite and 8.1% in Cu in Oreas 72 R.M). The low value in Zn in DNC-1 is rather unusual for this R.M but similar levels have been measured thrice, after the GEOREM database, including an occurrence in one of the Actlabs laboratories. Measured Cu contents in BHVO-1 and AGV-1 reproduce the recommended values in the 5% level, confirming the overall accuracy for this element in the range of variations of our samples. Despite a rather similar content in Zn (106 ppm for BHVO-1 and 87 ppm for AGV-1) the blind measured R.M present various deviations to certified values. AGV-1 reproduces perfectly the certified value, strengthening the overall good accuracy trend for this element. However, for BHVO-1, a -17% deviation arises, similar to the 20% recorded for DNC-1. As in the case of DNC-1, the measured Zn content of BHVO-1 is unique when compared to other determinations compiled in the GEOREM

database and its deviation to the value recommended by USGS represents 2 times the proposed uncertainty.

Ag contents are rather low when compared to the detection limits and the slightly higher deviations to the certified values reflect that concern. S contents are also relatively inaccurately measured despite the contents in the chosen R.M. Moreover, there is a systematic trend towards the low values that is probably linked to the fact that some S-bearing mineral phases are hardly dissolved by acid digestion. Moreover, this digestion method only dissolves sulphide S where the preparation methods used in the determination of the certified values might have been less selective. Such poorly dissolved phase might also bear Zn and Pb, which could explain some of the anomalous deviations observed.

The second group of elements distinguished will pursue the serie of metallic elements which are not usually used in extended REE spidergrams such as Sc, V, Cr, Co and Ga. These elements have been measured using a Li-metaborate total fusion method. The accuracy for these elements is generally better than 10% for all these elements. From all the tested R.M, Sc appears accurate at a 3% level for the range 5-50 ppm.

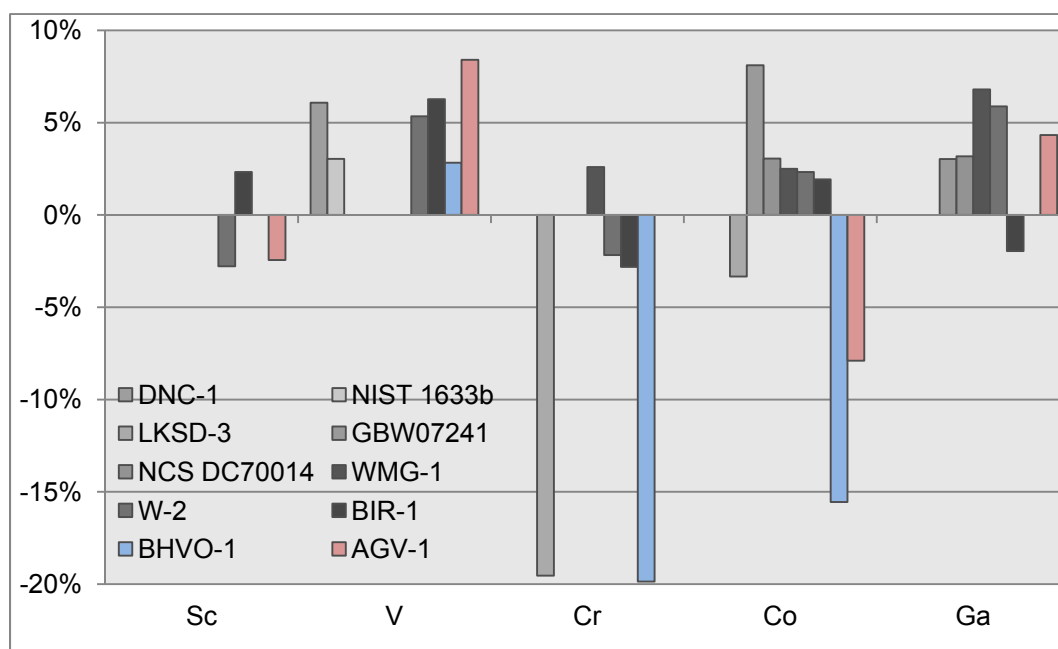
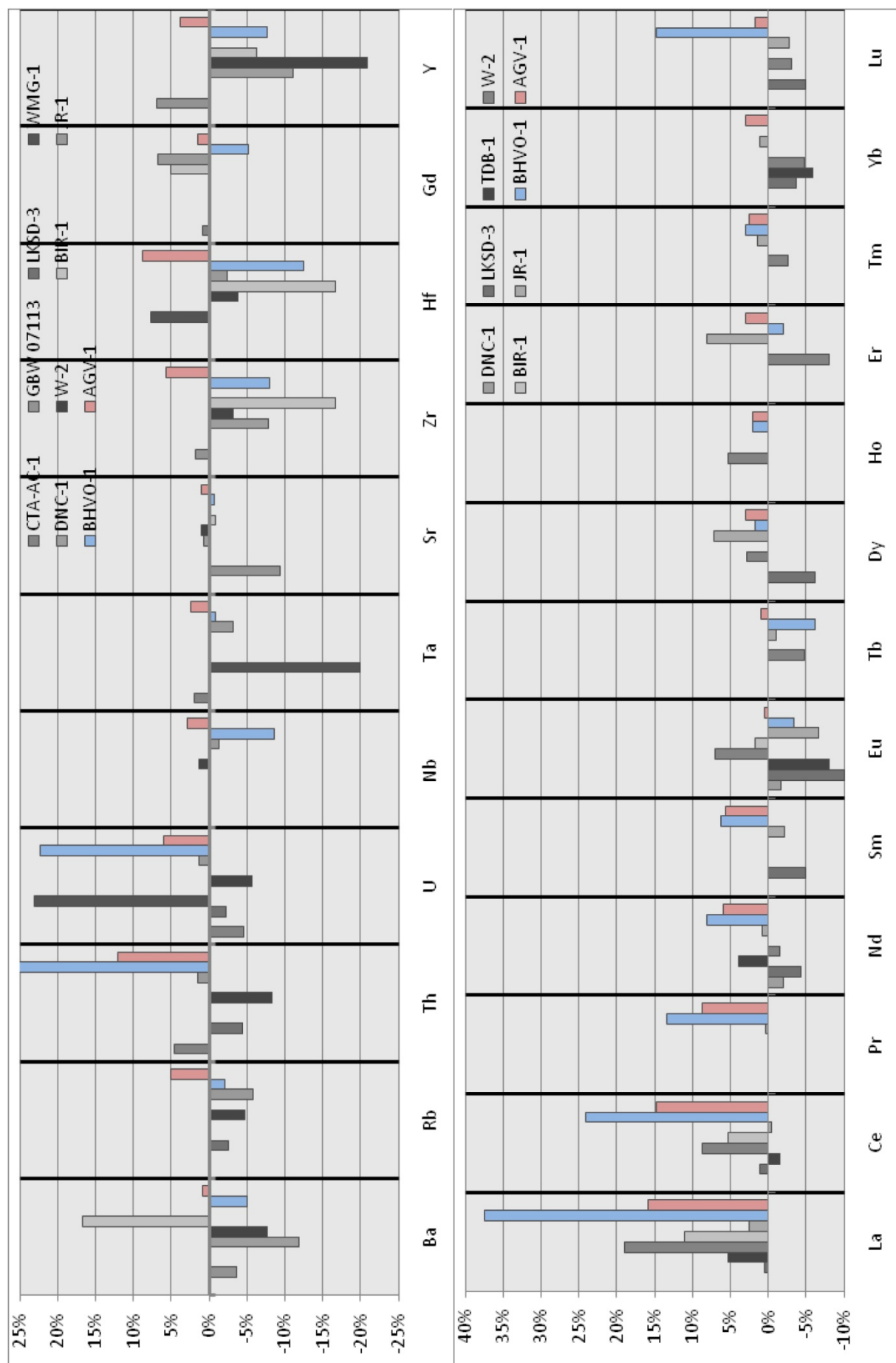


Figure II.79: Relative standard deviations to the certified values in Sc, V, Cr, Co and Ga of some of the R.M monitoring the trace elements.

V and Ga determinations are performed with an accuracy level of about 5% and both appear slightly overestimated. Cr and Co both have acceptable general accuracy levels, but several anomalies have to be noticed. The Cr determination in BHVO-1 (230 ppm) is 20% lower than the certified value (289 ppm) and the compilations proposed in GEOREM. The deviation to the lowest value recorded in the database (244 ppm) is still of the order of magnitude of the uncertainty proposed on the recommended value. Another 20% deviation (70 ppm measured for a certified value of 87 ppm) is recorded for the LKSD R.M which corresponds to sediments from Calabogie Lake (Ontario). This R.M is not frequently measured in literature, as attested by the few occurrences recorded in the GEOREM database, and the measured values lie in the 46-87 ppm interval. 2 of the 8 values (80 and 85 ppm) have been measured in two of actlabs laboratories, indicating that 70 would rather be an error rather than a systematic. As Cr was under the d.l (20 ppm) in the duplicated sample, we unfortunately don't know the level of reproducibility for this element. These anomalous values occur for Cr-contents within the range of concentration covered by the R.M and our samples. The low (-16%) Co value also measured in BHVO-1 is anomalous in the GEOREM compilation as well.

We are now going to describe the accuracy of the transitional metals usually plotted in extended REE spidergrams including the REE. For that concern, we will use some spidergrams to check the influence of the recorded deviations to certified values, once they are normalized. For that purpose the normalization values are taken in McDounough and Sun (1995).

Figure II.80: Relative standard deviations to the certified values of some R.M included in the actlabs serie for some trace (upper chart) and rare earth elements (lower chart).



Most of the elements presented in the Figure II.80 upper chart are overall accurately measured with mean relative deviations less than 10% ($\approx 5\%$ for Rb and Gd). Sr is measured with deviations to certified values better than 2% for all the R.M but GBW071113 (9.3%) which is not listed in the GEOREM database. Nb is determined with good accuracy levels considering the 8% poor reproducibility evidenced with the duplicate. The few anomalous values observed are related to a difference in significant figures between the measured value and the certified one. So are the Ta and Hf deviations in the WMG-1 R.M or the Ba and Hf variations for BIR-1, as well as U in WMG-1, BHVO-1 and W-2. Th determinations are doubtful. Unless several R.M Th contents are reproduced with a satisfactory level of accuracy, BHVO-1 and AGV-1 are overestimated by 54% and 12%. Both determinations are higher than other previous determinations found in the GEOREM database and widely exceed the uncertainties proposed with the recommended values. Such deviation produces a clear anomaly in the BHVO-1 spidergram represented in Figure II.82.

The accuracy of REE, represented on the lower chart of Figure II.80 is marked by a significant overestimation of the lightest elements (La, Ce, and most probably Pr) visible mainly for the blind measured BHVO-1 and AGV-1 R.M. but also in a less extent for W-2. Such values are clearly anomalous when compared to the values compiled in the GEOREM database and widely exceed the acceptable range of variations. The reproducibility of REE in actlabs, given by the comparison of the values of a duplicated sample, is about 2% for these elements. The content levels for the incriminated determinations are well over the d.l and within the range of variations for the selected R.M and the measured samples. However, most of analysed R.M have acceptable levels of accuracy for these elements and we cannot be categorical and purely reject the analyses. Nevertheless we cast doubt on these elements in actlabs analyses which we will compare whenever possible with results obtained in other laboratories. Such random overestimation for 3 elements is hardly explainable. This is particularly true since we do not know much about the procedures carried out by the laboratories for example for the method blanks, the alternance of vessels between series, or the R.M that could be used for means of calibration and re-used between the different series of measurements. Actlabs refused to give us more elements of comprehension until now. From the available information, we favour the hypothesis of a pollution since it affects only a few R.M with various intensities. The

other REE seem to be determined with acceptable accuracy in the 10% level. Eu and Lu appear generally underestimated.

Evidenced inaccuracy for LREE has strong bearings on the spidergrams of the R.M despite the normalization and the log scale of the plots as shown on Figure II.82. Such inaccuracies also produce variations in ratios using La such as La/Sm or La/Yb, classically employed in magma sources discrimination.

5.3.4. Application:

Here is an application of La/Yb ratio to weight up the influence of the inaccuracy of LREE. The following diagram, taken in Pietruszka and Garcia (1999) shows the variations of the La/Yb ratio of the historical lavas emitted at the summit of the Kilauea. BHVO-1 R.M has been collected from the surface layer of a pahoehoe lava flow that overflowed the rim of Halemaumau in 1909.

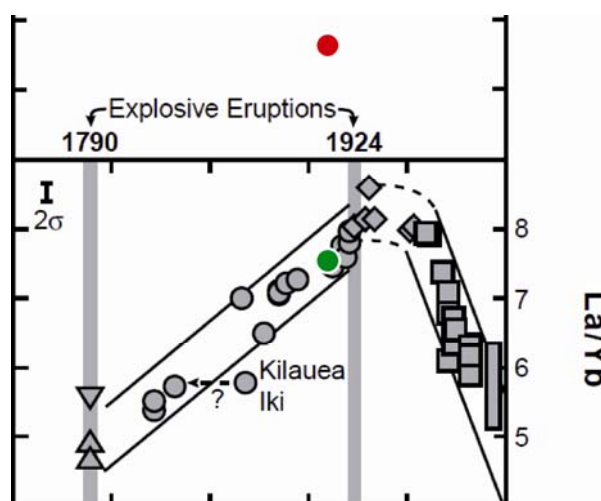
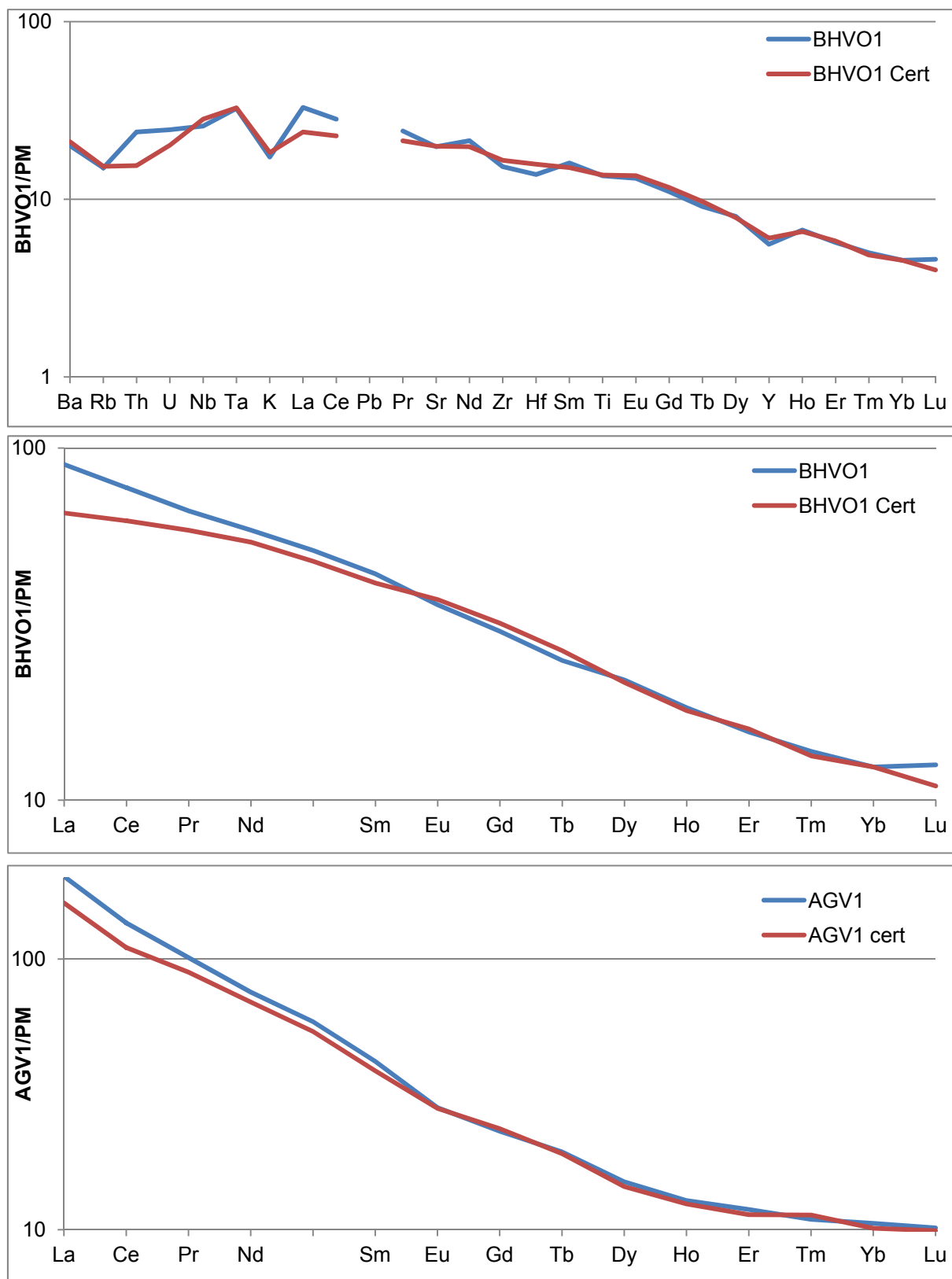


Figure II.81 : Comparison of the La/Yb ratios calculated from the measured (red dot) and recommended (green dot) values in BHVO plotted against time (Pietruszka and Garcia, 1999).

The La/Yb ratios have been calculated with both recommended and measured values and plotted on the same diagram (Figure II.81). The relative deviation between measured and recommended value is about 40% (for comparison, deviation for the Nb/Y ratio is only 1%) and as showed on Figure II.81, the ratio calculated with measured values does not belong to the trend highlighted in the figure. In such conditions, correlations between measurements couldn't be traced unless overestimations would be of similar amplitude over all the measured samples. However, such correlation would be odd when compared to data from literature.

Figure II.82: Comparison of the spidergrams for BHVO-1, and AGV-1 R.M measured in actlabs laboratories (in blue) and the values recommended by USGS (in red).



5.3.5. Additionnal comments about the actlabs data

Major elements show several evidences of general underestimation of the oxide contents, in particular the closures of the analysis were slightly low. We tentatively attributed such underestimations to an incomplete fusion or transfer of the fused bead. We rather favour the hypothesis of an incomplete fusion of refractory materials since only a few trace elements show clear trends of systematic underestimation Cr, Co, Zn, Ba, Y and Pb.

However, important overestimations of LREE and Th have been evidenced and would rather tend to support a contamination. An incomplete fusion would rather produce underestimations in HREE since they are more compatible than LREE. A random contamination with a non silicated LREE-bearing substance would tend to dilute the signal in major elements and could produce the observed contamination in LREE.

The analysis the R.M alone may not be sufficient to conclude since only a few of them show anomalies. The cross checking of samples analysed in several laboratories may bring additional constrains to that concern.

5.4. Comparisons of the results of the different laboratories.

The suspicions on SGS data lead us to duplicate several samples at actlabs laboratories and finally to duplicate all the samples measured by SGS plus some of the actlabs measurements in Brest. We thus have a set of samples cross-checked in 2 (and even 3 for some of them) laboratories which will bring further constrains on the quality of our dataset.

Cross-checks of the results obtained in Brest and Actlabs reveal fairly good correlations for most of the elements (Figure II.83), excepted P₂O₅, in agreement with the reproducibility levels discussed in the previous sections. As shown on Figure II.83, the mean deviations between analyses are generally below the 2% level (actually 1.2 to 1.6 for samples PS4 to TNF10Z). However sample TNF08A stands over every other crossed checked sample with an average deviation between both analysis of 2.9% (with single deviations up to 8% for Na₂O, for a Na₂O content of ≈ 3.7%).

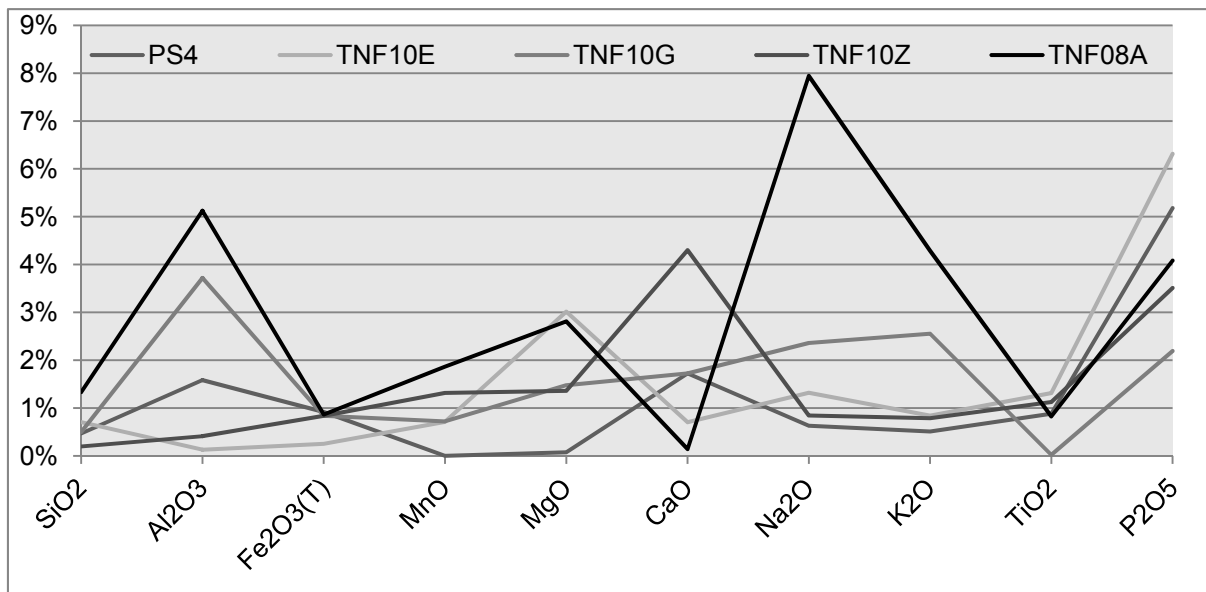


Figure II.83: Relative standard deviations for the samples cross-checked between Brest and Actlabs laboratories. Samples PS4 to TNF10Z sum between 99.5% and 100.2% while TNF08A sums at 96.6%.

Such systematic difference results in a poor closure of 96.6% for the actlabs analysis while the sum of the determinations performed in Brest is 100.01%. Such closure attests of the freshness of the sample. Note that the LOI value obtained in actlabs (and here used in the sum) is 0 while similar procedures yielded LOI of 0.65% and 0.85% in Brest and SGS labs respectively. Correction of the sum by the latter LOI values would just haul the sum up to 97.2% which is still rather low. Furthermore, the SGS analysis of this sample also presents such low closure with results relatively close to Actlabs' (2.1% on average). Such reproducibility between totally independent measurements of a same powder leads us to imagine a common source to explain the inaccuracy of these measurements regarding Brest determinations. The major difference between Brest and the Canadian laboratories is the solubilisation method. While it was performed by acid digestion in Brest, SGS and Actlabs measurements followed a lithium metaborate fusion, which we believe unsuitable for this sample. Such problem has already been evoked in the previous sections and appears more plausible regarding such results. Several samples such as TNF10F, 68F, 76A and 76F, and furthermore the two blind measured R.M exhibit such low sums among actlabs analyses. Since the latter samples were not duplicated, such results should be considered with caution. A further concern with this problem could be the level of accuracy for the measurements of trace elements performed on such unsuitable samples.

Cross checking the results of trace elements measurements is of primary importance here since we shed light on potential problems such as anomalous determinations on LREE for R.M in the previous sections.

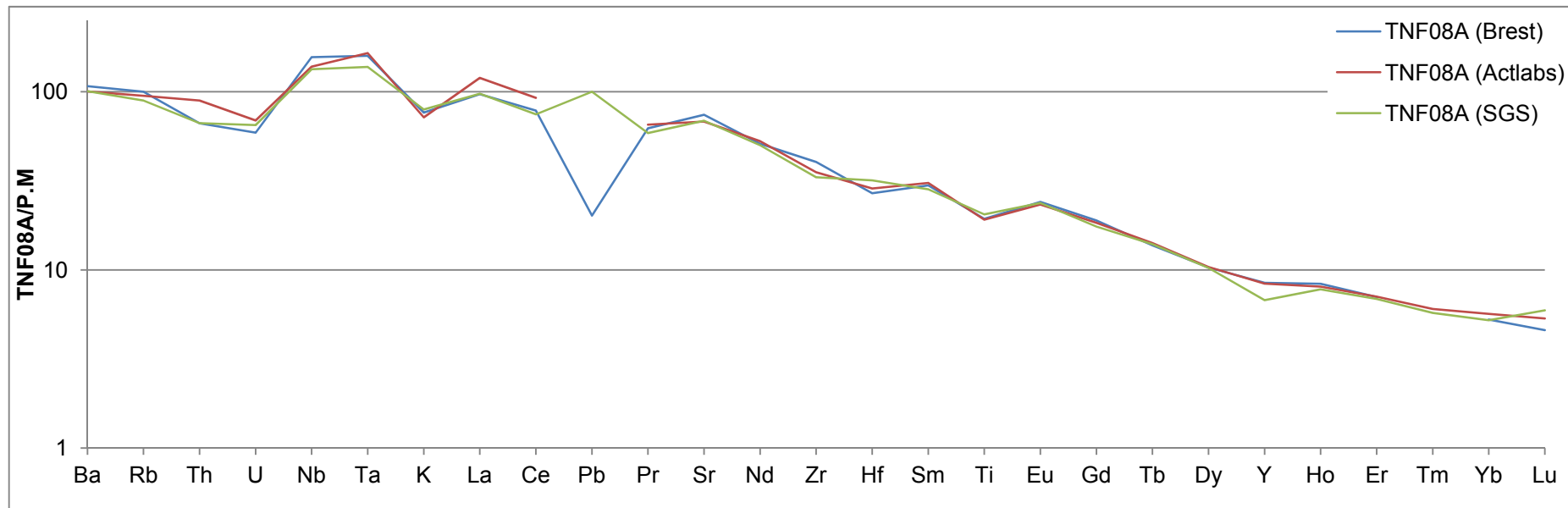
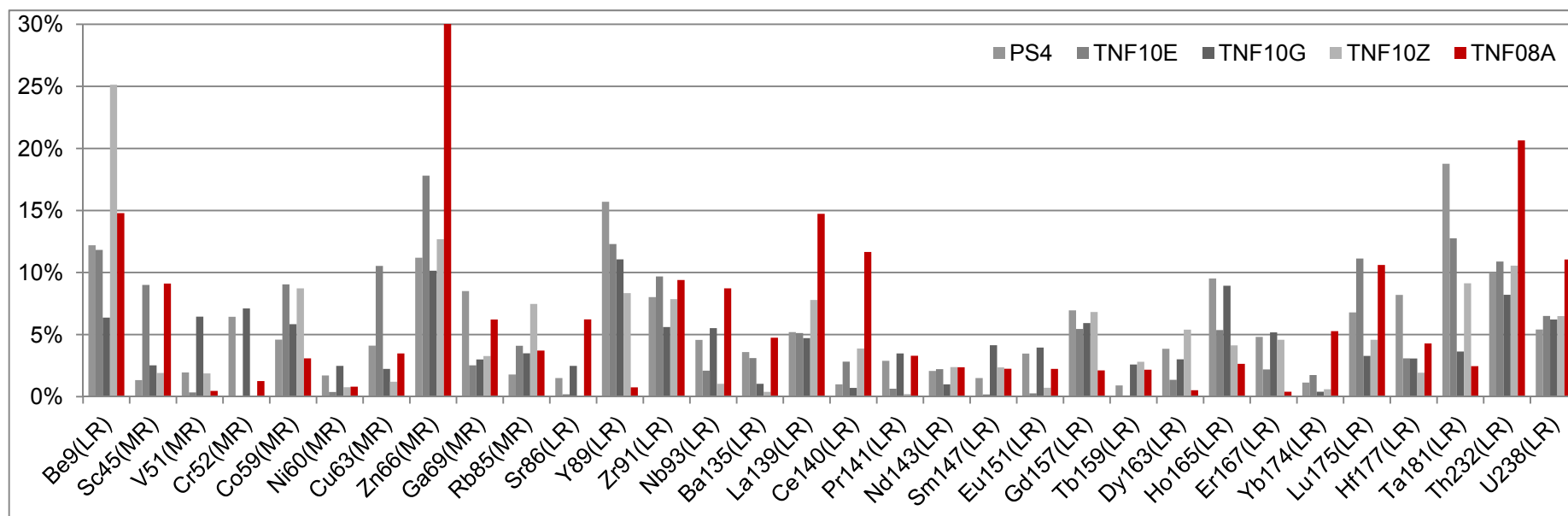
R.S.D have been calculated between the values obtained for the 5 samples crossed-checked between Brest and Actlabs laboratories (Figure II.84). R.S.D are generally within the 10% level for almost all the elements (excepted Be, Zn, and Th, which had been described as poorly reproducible and accurate in the previous section). Deviations are better than 5% for most of the REE and some transitional metals. The base levels of only a few elements (Co, Y, Zr, U, Ta in a lesser extent, and La and Gd for REE) remains at or over 5%. The basis level of La and in a lesser extent Ce, unless slightly higher than for other REE remain within the 5% level. This is important information which shows that the observed anomalous overestimations do not affect every analysed sample. However, such anomalies actually affect sample TNF08A for La and Ce, along with several other elements such as Zn, Th, U, Lu (Figure II.84). Anomalous determinations for TNF08A are further evidenced on xy plots featuring the determinations for a specific element in each sample by actlabs and Brest (Figure II.85). In such plots, the data for TNF08A lie systematically out of the well defined linear trends (R^2 close to 1) drawn by samples and BIR-1. We interpret such configuration as reflecting an analytical problem.

In a more general way, the deviations between the determinations of TNF08A in Actlabs and Brest often represent the maximal recorded deviations. TNF08A is the only sample among the 5 crossed-checks to present a closure anomaly (96.56%). This was also the case for the analyses of BHVO-1 and AGV-1 which presented similar anomalous deviations to the recommended contents in trace elements. Consequently, we believe that the mechanism responsible for the underestimation of major elements produces a contamination in several trace elements such as Zn, Th, U, and in LREE such as La and Ce. This leads us to suspect similar levels of contamination for samples TNF10F, 68F, 76A and 76F.

Figure II.84: Comparisons between cross-checked samples

Upper chart: bar graph showing the R.S.D between the contents in trace elements measured in actlabs and in Brest laboratories.

Lower chart: comparative spidergram of the 3 analysis of TNF08 performed in Brest, actlabs and SGS.



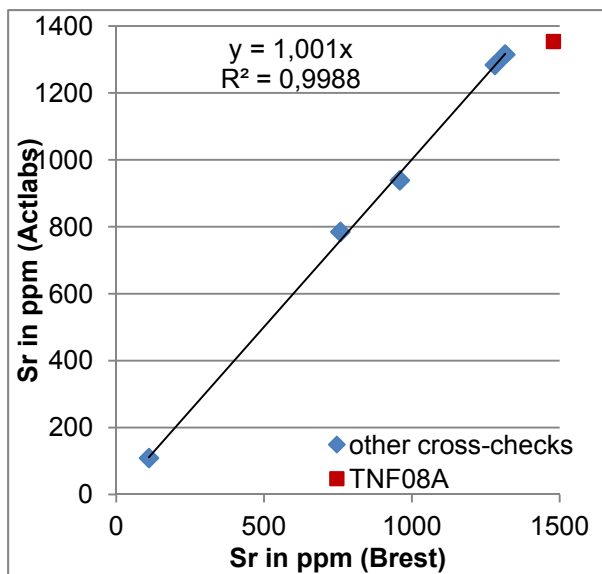
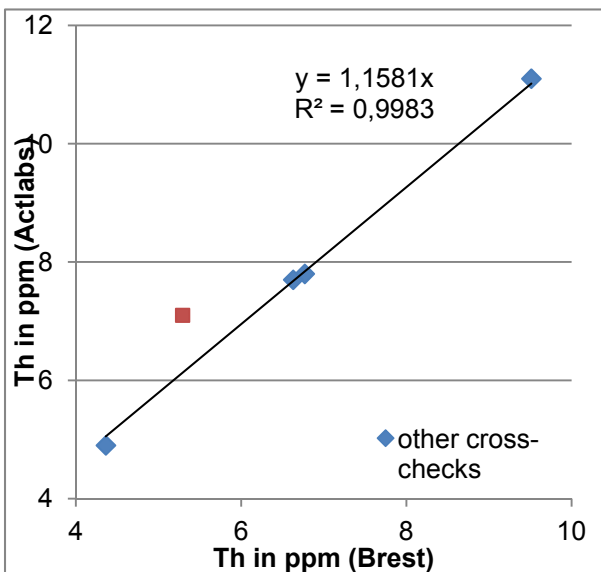
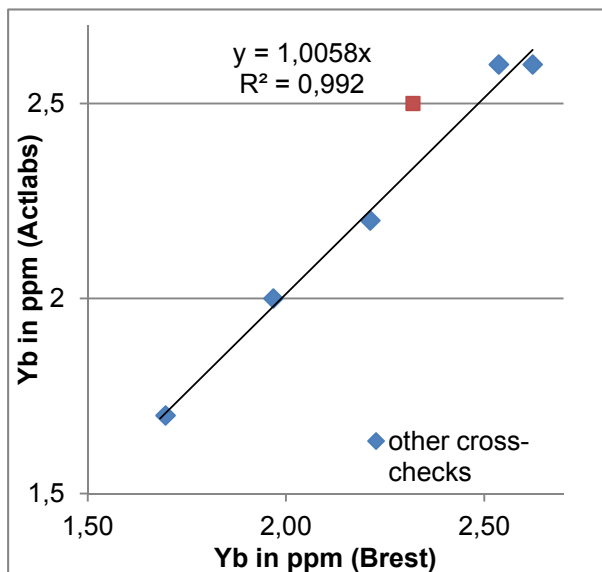
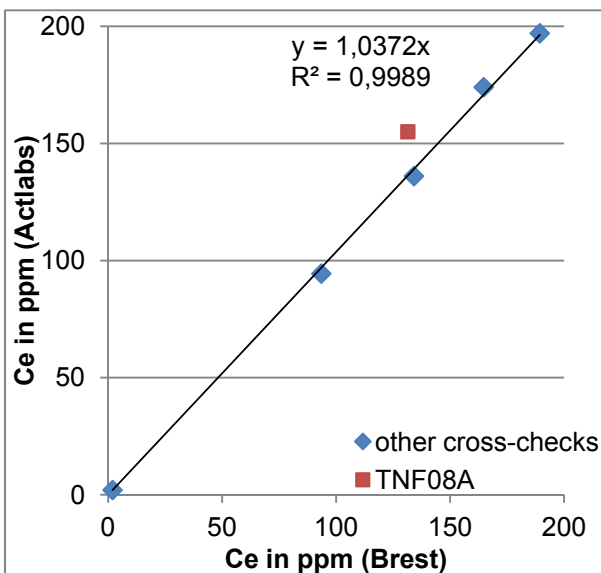
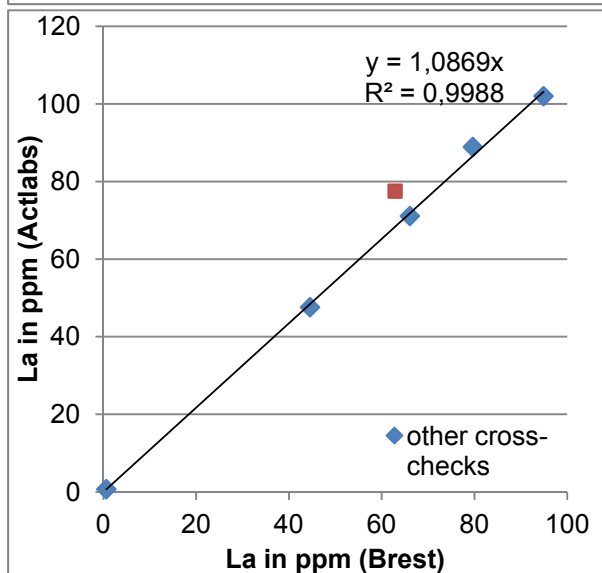


Figure II.85: Intercomparisons of Sr, La, Ce, Yb and Th determinations in samples cross-checked between Actlabs and Brest laboratories. Regression lines have been computed through the data set excepted TNF08A. The slope of such lines represents the average deviation between analyses. R^2 is the coefficient of correlation.



The potential effects of such contamination on a spidergram are presented on Figure II.84. We note the Pb positive anomaly measured by SGS for our sample TNF08A. The same powder has been analysed in Brest and the spidergram displays the characteristic negative anomaly in Pb of OIBs. This is an evidence for a contamination during the SGS measurements process.

The calculated spectra broadly thins from the left hand side to the right hand side, thus showing more important deviations for the most mobile elements. The three spidergrams are almost superimposed from Sm to Er and spectra slightly thickens from Er to Lu with an actual deviation for Lu (11%) which clearly affects the slope. The observed variation on Yb reduces the deviation for the La/Yb ratio (which is still 10%) between the actlabs and Brest determinations. TNF08A has the worst average deviations of all the Brest / Actlabs crossed-checks (6.3%) and was taken as an exemple to illustrate the possible extent of variations on spidergrams. The spidergrams for the other crossed-checked samples (with average R.S.D from 4.5 to 5.5%) are almost superimposed or closely parallel, showing fairly good agreement between both datasets for the majority of the samples. R.S.D for the La/Yb ratio for these samples remain in the 10% level.

5.5 Conclusions

This work about the quality of our chemical determinations lead us to reject the SGS analysis to favour the results of the measurements performed in Brest. This is also the case for the Actlabs analysis that were duplicated in Brest. Finally the samples TNF10F, 68F, 76A and 76F, measured by Actlabs, for which we suspect analytical problems will have to be considered with caution since they have not been duplicated.

II.4. Reconstructions géomorphologiques.

Des reconstructions morphologiques de la loupe de glissement d'Icod ont été réalisées afin de contraindre le volume du complexe éruptif du Teide. Ce travail a été complété par des reconstructions morphologiques de l'édifice de Las Cañadas et de la bathymétrie du flanc Nord de Tenerife dans le cadre d'une étude de la dynamique de la propagation de l'avalanche de débris d'Icod grâce au code numérique Volcflow (Kelfoun et al., 2005). Bien que ce code ne soit pas tout à fait adapté à la simulation de ce glissement très particulier, cette étude préliminaire a donné quelques résultats prometteurs et est présentée en annexe. Les techniques de reconstruction sont présentées ici.

1. Morphologie originale du volcan de Las Canadas.

La partie aérienne du LCV est délimitée au Nord-Ouest par le massif ancien de Teno et au Sud-ouest par celui de Roque del Conde (TN et RDC respectivement, sur la Figure II.86). Les pentes structurales du volcan sont bien préservées dans les secteurs Sud-ouest et Sud actuels, permettant de reconstruire un édifice d'un diamètre d'environ 40km pour une altitude maximum proche de 3000m (figure II.86b et II.86c). Cette reconstruction est proche de celle d'Ancochea et al. (1999), qui, prenant modèle sur les édifices hawaïens, choisissent des pentes supérieures à 12°, donnant une altitude de 3200m.

L'extension du flanc Nord de LCV demeure mal contrainte car il a été affecté par les glissements d'Icod et d'Orotava. Entre ces deux glissements, subsiste un petit massif ancien, le massif de Tigaiga (figure II.87), qui ne peut raisonnablement pas être utilisé pour la reconstruction du fait de sa faible extension géographique. Notons par ailleurs que la surface supérieure de ce massif a une pente vers l'Ouest qui ne correspond pas, à celle de l'édifice reconstruit précédemment.

La partie sous-marine du LCV a été reconstruite à partir des données bathymétriques prises dans la littérature (Ablay & Hürlimann, 2000 ; Mitchell et al., 2002). La pente sous-marine de l'édifice est fixée en accord avec les données de Mitchell et al. obtenues pour toutes les pentes constructionnelles de Tenerife (Figure II.88).

Le canyon sous-marin situé au débouché de la vallée d'Icod et dans lequel s'est écoulé l'avalanche de débris, présente un bombement sur sa partie Est qui pourrait être un dépôt, des hummocks y étant reconnus (Ablay & Hürlimann, 2000 ; Watts & Masson, 2001). Cette partie du canyon a donc été remodelée de manière à retirer ces dépôts. Cette opération permet de retrouver une certaine symétrie entre les murs de ce canyon, qui paraît plus plausible que la morphologie actuelle pour un thalweg.

2. Géométrie de la loupe de glissement d'Icod.

2.1. Extension géographique.

Les limites latérales de la loupe de glissement d'Icod sont généralement bien visibles dans la morphologie à terre (Figure II.87). Dans le secteur Est, cependant, son extension géographique est hypothétique, semblant se connecter avec le rebord Ouest de la dépression de La Orotava. Coincé entre ces deux structures, le massif de Tigaiga demeure énigmatique. Du fait de sa morphologie particulière, ce dernier pourrait représenter un bloc « ancien » basculé vers l'Ouest, suite à la sape de sa base par érosion mécanique liée au glissement d'Icod et/ou par le ruissellement récent. La pente actuelle du massif de Tigaiga pourrait cependant également être armée par des venues volcaniques récentes issues d'un cône parasite développé le long de la discontinuité Nord-est du glissement d'Icod.

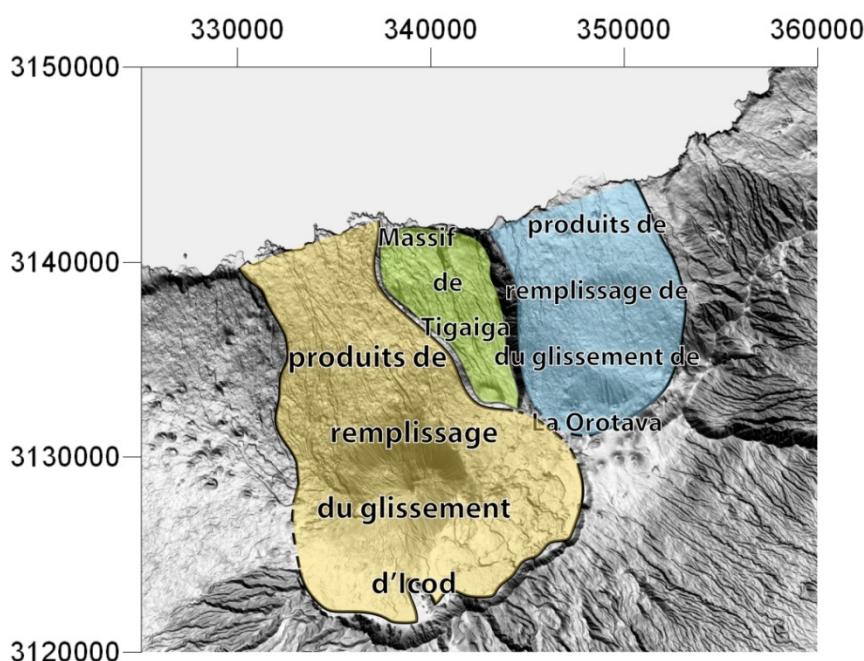


Figure II.87 : Figure synthétique présentant la topographie actuelle de Tenerife ombrée (illumination par le SW) sur laquelle ont été ajoutées des zones de couleur illustrant l'accolement des loupes de glissement d'Icod et de La Orotava et leur lien avec le Massif de Tigaiga. Coordonnées en mètres au format UTM.

2.2. Reconstruction de la morphologie 3D du glissement

La profondeur de la base du glissement d'Icod est reconstruite à partir des travaux de J.M. Navarro (Navarro et Coello, 1989 ; Navarro, 2004). Après avoir minutieusement visité et décrit de nombreuses galeries de l'île, ce dernier a pu réaliser des coupes de l'ensemble de la région du Teide, passant par la vallée d'Icod et donnant la profondeur à laquelle on trouve la mortalon. Ce travail, le seul existant à ce jour, permet donc de contraindre une géométrie minimum de la loupe de glissement. Il a été repris depuis par Marquez et al. (2008), qui publient un tableau contenant la localisation d'une cinquantaine de galeries, leur altitude, la profondeur et la présence ou non de mortalon au fond de la galerie.

Ce jeu de données indique que la mortalon a été observée jusqu'au pied des parois actuelles de Las Canadas. Ceci confirme que le rebord interne de la loupe de glissement, assimilable au mur de Las Canadas, n'a pas été significativement modifiée par les processus érosifs récents.

Deux interprétations de la nature de la mortalon ont été proposées par Navarro :

- la mortalon comme marqueur de la semelle du glissement
- la mortalon comme le toit des dépôts d'avalanche préservés sous le Teide

Nous avons testé chacune de ces deux hypothèses et reconstruit les loupes de glissement correspondantes.

Les coupes de Navarro (2004) ont été géoréférencées et numérisées (Figure II.90). Ce jeu de données étant insuffisant pour réaliser une interpolation satisfaisante dans l'espace, nous en avons ajouté en supposant que la coupe transversale de la loupe de glissement pourrait être homothétique le long de la coupe longitudinale.

Ces hypothèses nous permettent d'ajouter des coupes longitudinales et transversales à notre jeu de données, permettant d'augmenter le nombre de points de données pour l'interpolation (Figure II.89). La coupe longitudinale de Navarro, établie dans la partie médiane du glissement a été reproduite et ajoutée au pied des murs Est et Ouest du resserrement (Figure II.89).

Puis nous avons écrit un programme matlab permettant d'ajouter des profils transversaux. Ce programme repose sur l'établissement d'un facteur de forme défini

comme le rapport entre la largeur et la hauteur de profils perpendiculaires à la coupe longitudinale de référence de Navarro (2004). Pour chacun d'entre eux, le facteur de forme ainsi calculé (f) est comparé à celui obtenu pour le profil transversal de référence (f_{ref}). Les profils retenus pour la reconstruction sont ceux pour lesquels $f \approx f_{ref}$. Sur la base de ces critères, trois profils transversaux ont été ajoutés (Figure II.89).

L'interpolation de toutes ces données conduit à la géométrie primaire de la loupe qui a été retravaillée pour supprimer les défauts d'interpolation en redessinant les courbes de niveau grâce au logiciel Didger (Golden Software). Les données de Marquez et al. (2008) ont été utilisées comme points de repère pour cette étape.

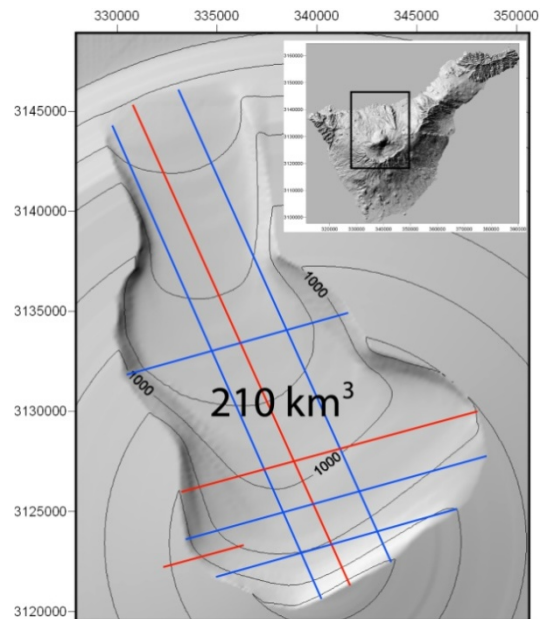


Figure II.89: Topographie ombrée de la loupe de glissement reconstruite. Les lignes rouges représentent les profils de Navarro (2004). Les lignes bleues sont les profils additionnels.

La loupe de glissement obtenue est présentée dans la figure II.89. Le volume glissé obtenu en prenant la mortalon comme base du glissement atteint 195 km^3 et 280 km^3 pour la seconde hypothèse. La figure II.90 montre la similarité entre les loupes reconstruites et les coupes de Navarro.

L'intégration de ces loupes dans le MNT global se fait grâce à un système de masques qui permet d'avoir une transition entre la loupe reconstruite et le chenal d'écoulement sous-marin. On s'aperçoit lors de cette étape, que le profil inférieur de Navarro est très difficile à intégrer à la bathymétrie actuelle. La loupe reconstruite sur le modèle de la mortalon comme base du glissement semble donc ici plus réaliste.

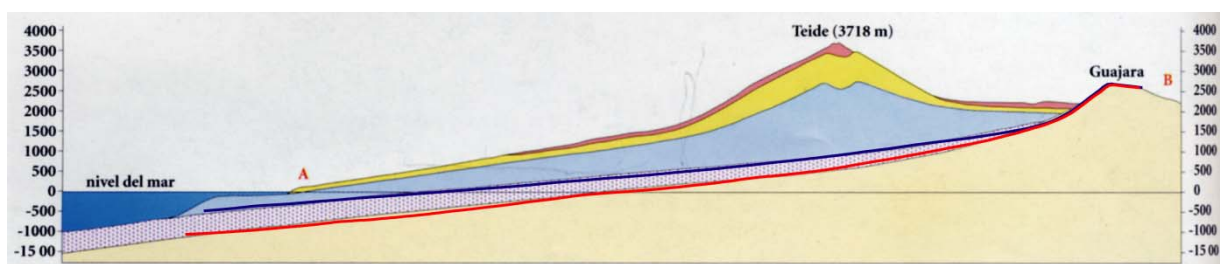


Figure II.90: Coupes longitudinales du complexe volcanique du Teide (Navarro, 2004). Le profil rouge correspond au profil de notre reconstruction avec l'hypothèse de la mortallon comme dépôt d'avalanche de débris ; le profil bleu correspond à l'hypothèse retenue de la surface de friction.

III. Résultats et discussion



Les méthodes décrites dans la partie précédente ont été mises en œuvre pour déchiffrer l'évolution générale de l'île de Tenerife et comprendre la place des grands glissements de flancs dans son histoire, ainsi que leur influence sur le volcanisme ultérieur. Trois études sont présentées dans ce chapitre. Elles sont rédigées sous la forme d'articles scientifiques.

La première d'entre elles, soumise au journal *geomorphology* en avril 2010, a été acceptée récemment pour publication au journal *geomorphology*. Elle traite de l'évolution géo-morphologique du complexe éruptif Teide-Pico Viejo, qui est l'expression de l'activité de remplissage de la loupe du dernier glissement ayant affecté l'île. Ce complexe représente l'archétype du système éruptif post-glissement mature présentant tous les stades d'évolution morphologiques et pétrologiques et constituera une référence pour la comparaison d'autres systèmes.

Tirant partie des conditions d'affleurement exceptionnelles offertes par les galeries perçant cette succession, notre étude permet la description de l'intégralité de l'histoire de ce complexe. Nos observations, intégrées dans le temps et dans l'espace, nous ont permis d'apporter de nouvelles contraintes sur l'évolution des rythmes de construction, de la morphologie du complexe, ainsi que du système d'alimentation.

La deuxième étude présente un modèle volcano-tectonique permettant d'expliquer l'apparente migration et la récurrence des grands glissements de flancs le long de l'axe de la rift zone. Elle a été soumise dans une version préliminaire en juin 2008 à *Geology*. Après plusieurs révisions, et l'acquisition de nouvelles données, nous en présentons ici une nouvelle version.

Dans cette contribution, nous définissons la chronologie des trois derniers glissements, développés perpendiculairement à cet axe structural majeur, et nous nous attacherons à comprendre les mécanismes ayant potentiellement contribué au déclenchement de ces instabilités majeures. Quelques interprétations complémentaires sur le sujet seront d'ailleurs abordées à la suite de cet article.

La troisième étude est basée sur ce schéma d'évolution. Nous y présentons un nouveau jeu de données géochimiques acquis pour les échantillons datés que nous intégrons dans un schéma temporel précis tiré de l'étude de terrain présentée

auparavant. Ce jeu de données nous permet d'apprécier les relations existant entre la rift zone NE et l'édifice central et de d'aborder la place des grands glissements de flancs dans l'histoire globale de l'île ainsi que leur influence sur la distribution et l'ampleur et la nature des différentes phases volcaniques.

Sample	Texture	Phenocrysts	TAS	L.O.I.(%)	UTM coordinates (N/E)	phase K (wt. %) ^{40Ar*} (% ^{40Ar*} (10 ¹² at g ⁻¹))	Age (ka) un. (ka)	previous ages	Technique	reference
TNF08B	microlithic porphyric	ol.+px.+pl.	-	-	Teno (pre-collapse): Fuentes de Baracan gdm. 317.1/3.135.6	1.392	5785	83	strati. lower	Thirlwell et al. (2000)
							5769	82	6.1±0.14 Ma (2σ)	
							5775	82	post-collapse: K-Ar (gdm.)	
							mean		5.92±0.06 Ma (2σ)	Gillou et al. (2004)
TV118	microlithic		-	-	NERZ: Cueva de Colmenas gallery (510 m a.s.l.)	1.297	2987	43	Los Domajos K-Ar (gdm.)	Carracedo et al. (2009)
							2911	43	gal.(770m asl)	
							2953	43	2.71±0.06 Ma (2σ)	
							mean			
TNF10AC	trachytic	ne.+pl.	trachyte	1.94	LCC: low in La Angostura trachytic unit 346.0/3.125.0	3.916	2876	41	L.A. trachytic unit K-Ar (WR.)	Ancochea et al. (1995)
							2864	41	2.77±0.05 Ma	
							2870	41	2.66±0.06 Ma	
							mean			
TNF10L	trachytic vesicular	px.+pl.	mugearite	2.11	LCC: Boca de Tauce 334.7/3.121.6	2.287	2359	34	B.d.T. unit K-Ar (WR.)	Fuster et al. (1994)
							2350	34	3.00±0.10 Ma	
							2355	34		
							mean			
TNF10U	trachytic	pl.	trachyte	0.47	LCC: El Cedro 333.5/3.123.1	4.129	2375	34	E.C. unit K-Ar (WR.)	Fuster et al. (1994)
							2355	35	2.35±0.05 Ma	
							2365	34		
							mean			
TNF08N	trachytic fluidal	px.+pl.	benmoreite	2.21	lowest part of T gaiga 344.5/3.138.5	2.462	1856	26	Baranco de Ruiz K-Ar (WR.)	Isamola et al. (1993)
							1860	27	2.28±0.09 Ma	
							1858	27	2.23±0.11 Ma	
							mean			
73F	fluidal	ne.+pl.	-	-	Villafior ignimbrite	4.559	1466	24		
							7.11619	1491	22	
							1484	22		
							mean			
68R	trachytic	f-K+pl.	-	-	intrusion low in Ucanca wall	4.972	1450	23		
							1447	23		
							1449	23		
							mean			
PS3	microlithic porphyritic	ol.+px	basanite	0.54	NERZ: Pino Soler gallery (4450m) 351.7/3.133.2	0.950	1364	25		
							1369	28		
							1366	26		
							mean			
TNF10F	microlithic porphyritic	ol.+px	hawaiite	0.03	NERZ: low in Guimar S wall 356.5/3.131.5	1.874	1038	15	1008±22 ka (2σ) K-Ar (gdm.)	Carracedo et al. (2011)
							1031	15	992±21 ka (2σ)	
							1034	15		
							mean			
TNF08K	microlithic porphyritic	px.+pl.	hawaiite	0.66	T gaiga lower: part 3.136.8	2.059	1001	14		
							1010	14		
							1006	14		
							mean			

TNF10Z	microilitic porphyritic ol.+px	basanite	-0.39	La Orotava E wall (base) 353.2/3.141.8	gdm.	1.132	15.9 16.9	1.06250 1.07164 mean	893 14 900 14 897 14		
TNF08T	microilitic porphyritic ol.+px	basanite	-0.53	Guimar S wall (top) 353.7 / 3.131.5	gdm.	1.185	10.2 7.6	1.07549 1.05392 mean	869 15 851 16 861 16	860±18 ka (2σ)	Carracedo et al. (2011)
TNF08Z	trachytic	mugearite	0.59	Guimar N wall 50 flows under top 359.9/3.141.5	gdm.	2.358	27.5 29.2	2.09506 2.09245 mean	850 12 849 12 850 12		
TNF08Z					pl.	0.414	12.2	0.40647	940 15		
TNF08X	trachytic fluidal	mugearite	-0.05	Guimar N wall (top) 361.4 / 3.141.1	gdm.	2.066	22.3 23.0	1.82197 1.81920 mean	844 13 843 12 843 12		
TNF08G	microilitic porphyritic ol.+px +pl. vesicular	basanite	1.91	Cho Marcial volcano (base) 356.3 / 3.135.3	gdm.	2.286	8.4 12.5 9.3	2.05839 1.97140 0.35699 mean	862 16 825 13 835 15 839 15	831±18 ka (2σ)	Carracedo et al. (2011)
TNF10B	microilitic vesicular	basanite	-0.44	Cho Marcial volcano (base) 357.8/3.136.7	gdm.	1.392	18.2 19.2	1.20829 1.21739 mean	831 13 837 13 834 13		
TNF10I	microilitic porphyritic ol.+px. vesicular	hawaite	-0.26	Cho Marcial Volcano (overspill to. N) 355.4/3.137.9	gdm.	1.791	33.2 36.4	1.50265 1.54254 mean	803 12 824 12 814 12		
TNF10J	microilitic porphyritic ol.+px +pl. vesicular	basanite	0.3	Ayosa serie : Roque Gordo 355.3/3.138.6	gdm.	2.436	40.9 36.9	2.06571 2.07147 mean	812 12 814 12 813 12		
TNF10Y	microilitic porphyritic px. vesicular	basanite	-0.22	Miña Ayosa 356.1/3.137.6	gdm.	2.074	30.0 31.6	1.73009 1.75807 mean	798 12 811 12 805 12		
TNF08A	microilitic porphyritic ol.+px +pl. vesicular	basanite	0.65	Cho Marcial volcano (top) 355.8 / 3.135.1	gdm.	2.304	26.4 32.0	1.94065 1.90044 mean	806 12 790 11 797 12	CMV 815±18 ka (2σ)	Carracedo et al. (2011)
TNF08Q	microilitic porphyritic px.+amp.+pl. tephri-phonolite		0.57	LCC: Las Pilas (base) 346.9/3.125.9	gdm.	3.027	29.6 33.2	2.44145 2.43840 mean	772 11 771 11 772 11	L.P. unit 1.03±0.14 Ma	Ancochea et al. (1995)

TNF08P	vitrophyric	f-K+amp.	phonolite	4.65	dyke // to the LOC wall at Miña Guajara 341.8/3.123.2	4.403	4.2 4.7	3.44152 3.54805 mean	748 771 760	21 20 20	
TNF08J	trachytic fluidal	f-K	phonolite	0.72	Tigaiga (upper part) 344.0/3.136.7	3.638	31.5 33.3	2.62522 2.62892 mean	691 691 691	10 10 10	
68A	trachytic	f-K+ha.			Arico ign.	4.333	26.8 24.4	3.13963 3.06405	694 677	10 10	Ancochee et al. (1990) Van den Bogaard (2001)
									686	10	Huertas et al. (2002)
									722	10	Brown et al. (2003)
TNF100	microlithic	ol.+px.	basalt	0.11	LCC: Las Pilas (top) 347.5/3.125.7	1.519	22.0 18.8	1.05144 1.05474 mean	663 665 664	10 10 10	Ancochee et al. (1995)
TNF08W	microlithic porphyritic vesicular	px.+pl.	basanite	-0.05	La Orotava E wall (top) 354.3 / 3.141.0	1.814	20.4 19.9	1.06803 1.05707 mean	564 558 561	8 8 8	Ancochee et al. (1990) Carracedo et al. (2011)
68K	microlithic porphyritic fluidal	px.	basanite	-0.51	Orotava SW wall (top, El Cabezón) 344.4 / 3.133.9	1.370	13.5 13.9	0.77495 0.79718 mean	541 557 549	9 9 9	Ancochee et al. (1990)
TNF10X	microlithic porphyritic	pl.+mt.	phono-tephrite	0.09	Guimar scarp filling: Corral de Las Ovejas 356.1/3.137.6	2.258	23.0 27.8	1.28753 1.28400 mean	546 544 545	8 8 8	
TNF08H	microlithic porphyritic fluidal	px.	basanite	0.04	Orotava W wall (top) 343.9 / 3.136.3	1.938	23.3 20.0	1.06789 1.06026 mean	527 524 526	8 8 8	Carracedo et al. (2011)
TNF10W	microlithic	px.+amp.	phono-tephrite	0.15	Guimar scarp filling: close to NERZ crest 354.4/3.139.3	2.444	24.3 26.9	1.31987 1.32615 mean	517 519 518	8 8 8	Carracedo et al. (2007)
PS4	microlithic porphyritic	ol.+px.	basanite	1.58	Pino Soler gallery (2600 m) 351.2/3.134.1	1.641	9.9 9.4	0.91279 0.90568 mean	532 529 531	9 9 9	
PS5	microlithic porphyritic	ol.+px.+amp.	basanite	-0.02	Pino Soler gallery (1200 m) 350.2/3.136.1	2.072	20.6 19.0	1.07059 1.08382 mean	495 501 498	7 8 7	
68C	microlithic porphyritic	ol.+px.	basanite	0	LCC: Diego Hernandez (base) 347.9/3.128.8	1.404	4.7 5.1 5.8	0.62633 0.65419 0.62288 mean	427 446 425 432	11 11 9 10	Ancochee et al. (1995)

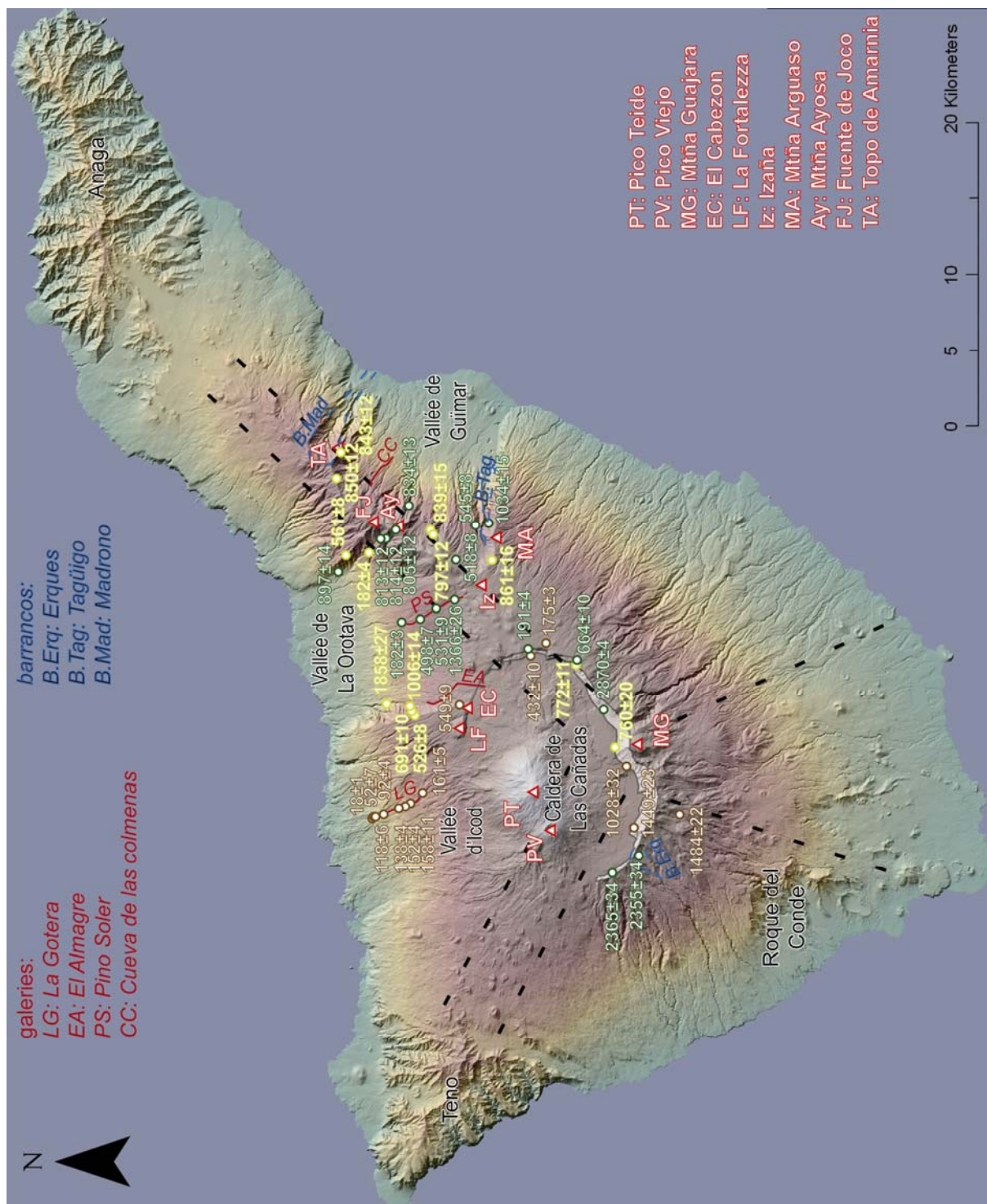
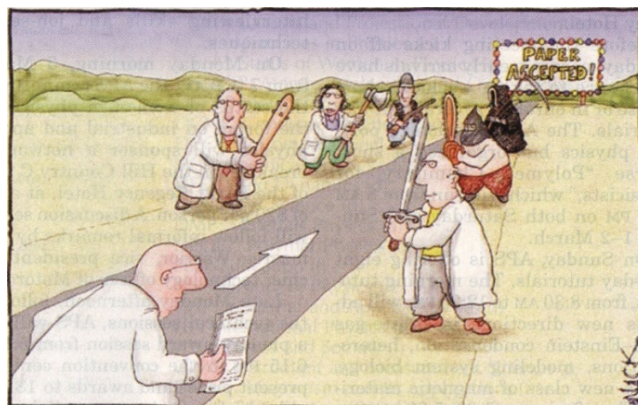
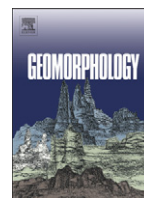


Figure III.1 : Carte de l'ensemble des âges obenus au cours de cette thèse (en marron, les missions effectuées avant le début de cette thèse, en vert clair, la mission de 2008, en vert foncé, la mission de 2010). Les âges sont donnés en ka. Les tracés des galeries explorées apparaissent sous la forme de lignes rouge. Les rift zones sont représentées par des paires de lignes noires en tireté. La paroi de la caldera de Las Canadas est soulignée par une surcharge blanche.

Article 1: Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: new insights from the geomorphologic evolution of the Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary)



Drawing published in Physics Today



Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: New insights from the geomorphologic evolution of the Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary)

Thomas Boulesteix ^{a,b,*}, Anthony Hildenbrand ^{a,b}, Pierre-Yves Gillot ^{a,b}, Vicente Soler ^c

^a Univ Paris-Sud, Laboratoire IDES, UMR8148, Orsay, F-91405, France

^b CNRS, Orsay, F-91405, France

^c Instituto de Productos Naturales y Agrobiología, Estacion Volcanologica de las Canarias (CSIC), 38080 La Laguna, Tenerife, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 26 November 2010

Received in revised form 9 June 2011

Accepted 24 August 2011

Available online 3 September 2011

Keywords:

Giant sector collapse

Eruptive response

K–Ar

Teide volcano

Tenerife

Canary Islands

ABSTRACT

Large sector collapses are a major component of oceanic islands evolution. Here we show that voluminous events such as the Icod landslide on Tenerife (Canary Islands) cause dramatic changes on the magma feeding system and control the subsequent volcanic and geomorphologic evolution of the eruptive complex over a period of more than 150 kyr. Instantaneous unloading by the Icod landslide is marked by the development of a large phonolitic explosive eruption dated at 175 ± 3 ka and interpreted as reflecting the immediate emptying of a shallow pre-existing magma chamber. Geochronological, geomorphological and geochemical analyses, carried out on the post-landslide volcanic succession sampled in a 4.4 km-long underground water-recovery gallery, provide further evidence for an enhanced extrusion of primitive lavas starting in the 10 kyr time interval following the failure. Rapid construction (<40 kyr) of a thick basaltic volcano in the landslide scar at high eruptive rates (up to $8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$) increased the lithostatic pressure which then favored the intermittent storage of basic magma under the edifice. This resulted in more episodic construction evidenced by a significant decrease in output rates and the increasing occurrence of lavas with intermediate composition from 117 ± 7 to 52 ± 7 ka. An apparent volcanic gap is observed between 52 ± 7 and 18 ± 1 ka, after which highly differentiated lavas have been dominantly erupted. We propose that part of the gap can be explained by the individualization of a shallow magma reservoir a few kilometers below the base of the Teide volcano. During recent periods, vertical and lateral extrusions of trachytic and phonolitic viscous bodies from this storage area contributed to increase the slope of the main edifice up to 35° , overall favoring its present-day instability.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The evolution of volcanic islands is generally marked by periods of rapid volcanic construction alternating with episodes of giant sector collapses. Such destabilization events can remove a huge part of the eruptive complexes, either as progressively-creeping rotational slides along a deep decollement, or in the form of fast running debris avalanches produced by the sudden failure of a flank of the volcanic edifice (e.g., Duffield et al., 1982; Walker, 1988; Moore et al., 1989). Rapid transfer of the landslide products into oceanic domains represents a major hazard since it can generate large tsunamis, which may impact the surrounding coastal environments and cause considerable damages (Ward, 2001; McMurtry et al., 2004).

Giant landslides also affect the deep architecture of oceanic islands and may control the subsequent evolution of the eruptive conditions over different timescales (Presley et al., 1997; Pinel and Jaupart, 2000; Hildenbrand et al., 2004; Pinel and Jaupart, 2004). Instantaneous removal of thick segments of a volcano can immediately affect the local stress field and provoke dramatic changes in the plumbing complex (Manconi et al., 2009), which may cause the sudden exsolution of fluids dissolved in the magma and trigger destructive lateral blasts (Christiansen and Peterson, 1981; Hoblitt et al., 1981; Kieffer, 1981; Moore and Sisson, 1981; Eichelberger and Hayes, 1982). On the longer-term, giant landslide episodes with volumes exceeding 100 km^3 can favor the extrusion of basic magmas at high eruptive rates (Lipman et al., 1990; Gillot et al., 1994; Pinel and Jaupart, 2000; Hildenbrand et al., 2003; Pinel and Jaupart, 2004; Manconi et al., 2009), and may even cause enhanced decompression-melting of the upper mantle in the case of extreme events (Presley et al., 1997; Hildenbrand et al., 2004, 2006). Manconi et al. (2009) tentatively developed a general model from the extensive study of the El Golfo landslide case (El Hierro, Canary Islands) to describe the changes in the magmatic systems subsequently to flank collapses. In most instances, the relationships between

* Corresponding author at: Univ Paris-Sud, Laboratoire IDES, UMR8148, Orsay, F-91405, France. Tel.: +33 1 69156761; fax: +33 1 69154891.

E-mail address: thomas.boulesteix@u-psud.fr (T. Boulesteix).

landslide removal, magma extrusion and volcanic construction at the surface remain insufficiently documented.

We propose a detailed scenario for the construction of the large Teide–Pico Viejo (T–PV) system, which developed in response to a major collapse of the N flank of Las Cañadas Volcano (LCV) on Tenerife Island (Canary, Spain) (Fig. 1). New geochronological, geomorphological and geochemical data obtained on the whole post-landslide succession sampled in an underground water-recovery gallery allow us to reconstruct the successive stages of evolution of the volcanic complex over a period of more than 150 kyr. Such a combined approach provides valuable insight on the effects of an instantaneous collapse, the dynamics of reconstruction of a thick volcano within the landslide scar, its geometric influence on the subsequent development of a shallow magma reservoir, the correlative evolution of magma viscosity and the associated evolution of the volcano morphology at the surface.

2. Geological background

Tenerife is the largest island of the Canary archipelago (Fig. 1), a volcanic chain developed in response to the slow displacement of the African plate over a wide scale mantle plume-like asthenospheric thermal anomaly (Hoernle et al., 1995). The island exhibits a peculiar sub-triangular shape resulting from a complex morphostructural evolution, including volcanic construction and repeated large landslides (Fig. 1). Although no significant subsidence or uplift has been evidenced at the island scale over the last ~2 Myr (e.g., Carracedo, 1999; Ablay and Hurlimann, 2000; Meco et al., 2007; Krochert et al., 2008), the eruptive complex is particularly unstable and has experienced at least three major flank collapse episodes within the last 1 Myr (Navarro and Coello, 1989; Ancochea et al., 1990; Teide Group, 1997; Cantagrel et al., 1999; Masson et al., 2002). The most recent event, generally termed the Icod landslide, truncated the northern flank of LCV (Figs. 1 and 2), and a large polygenetic eruptive system developed over the remnants of coalescent primordial shield volcanoes (Ancochea et al., 1990, 1999; Guillou et al., 2004; Gottsmann

et al., 2008; Geyer and Marti, 2010). The trace of the Icod landslide has been partly buried under the thick T–PV complex built within the Las Cañadas Caldera (LCC), a large elliptical truncation of the LCV summit (Fig. 2).

The position of the headwall of the Icod landslide, and thus the extent of this event has been the matter of considerable debate during the last 15 years. The existence of a large lateral failure within the Icod area has been first proposed by Bravo (1962), who identified in water-recovery galleries/tunnels the presence of a breccia level, locally known as mortalon, with a gutter geometry under the recent products of the T–PV. Similar breccia deposits overlain by hundreds of meters of basaltic successions have been additionally reported in galleries dug within the Güimar and Orotava embayments, evidencing earlier large landslides followed by a vigorous magmatic response (Navarro and Coello, 1989). From their investigations within horizontal galleries drilled within the whole Icod area, several authors extended the position of the breccia up to the foot of the LCC wall, which would therefore materialize the headwall of a large landslide that truncated the LCV (Navarro and Coello, 1989; Navarro, 2004; Carracedo et al., 2007; Marquez et al., 2008). This assumption has been further considered and developed on the basis of comprehensive geochronological data (Ancochea et al., 1990, 1999; Carracedo et al., 2006, 2007) and geophysical studies (Coppo et al., 2009). In the meantime, the large Bandas del Sur pyroclastic succession, which blankets the southern flank of the LCV, has been interpreted as the result of multiple large explosive eruptions associated with vertical caldera collapses within the LCC area (e.g., Marti et al., 1990, 1994; Bryan et al., 1998; Brown et al., 2003; Edgar et al., 2007), restraining the landslide to the present extension of the Icod valley (Marti et al., 1997; Marti and Gudmundsson, 2000). However, the mapping of a huge apron of debris avalanche deposits offshore the northern coast raised the question of the volume of the Icod landslide, which appears much greater than the total volume of the present valley (Watts and Masson, 1995, 2001; Ablay and Hurlimann, 2000). Lately, geophysical

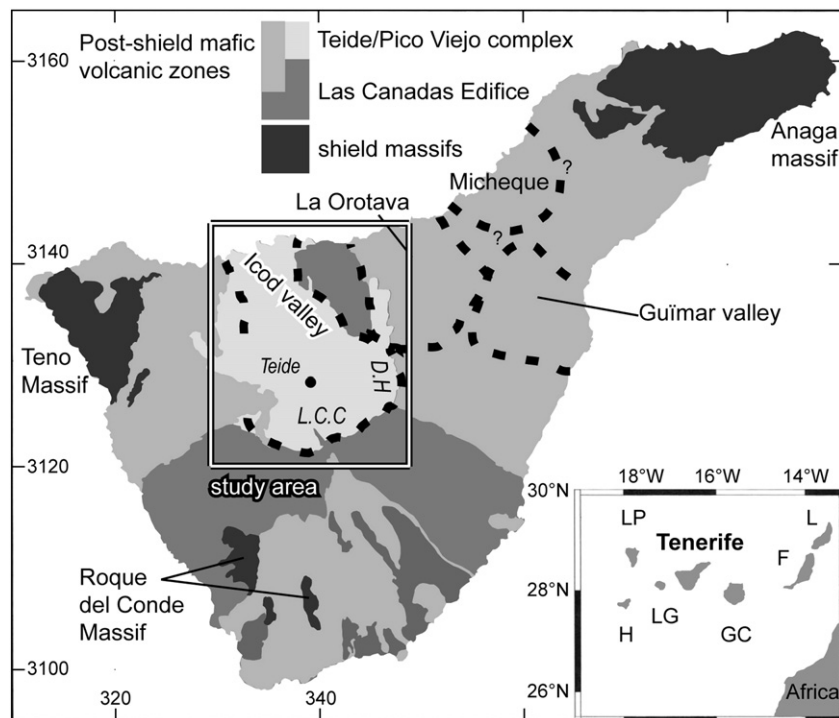


Fig. 1. Simplified geological map of Tenerife showing the main edifices of the island, modified after Ablay and Marti (2000). D.H shows the position and extension of the Diego Hernandez section of the Las Cañadas Caldera (LCC) wall. Dashed lines stand for the limits of the landslide scars. The black and white frame shows the extension of Fig. 2. Map of the archipelago in inset; L: Lanzarote, F: Fuerteventura, GC: Gran Canaria, LG: La Gomera, LP: La Palma, H: El Hierro. Coordinates in kilometers from the Spanish national grid (UTM).

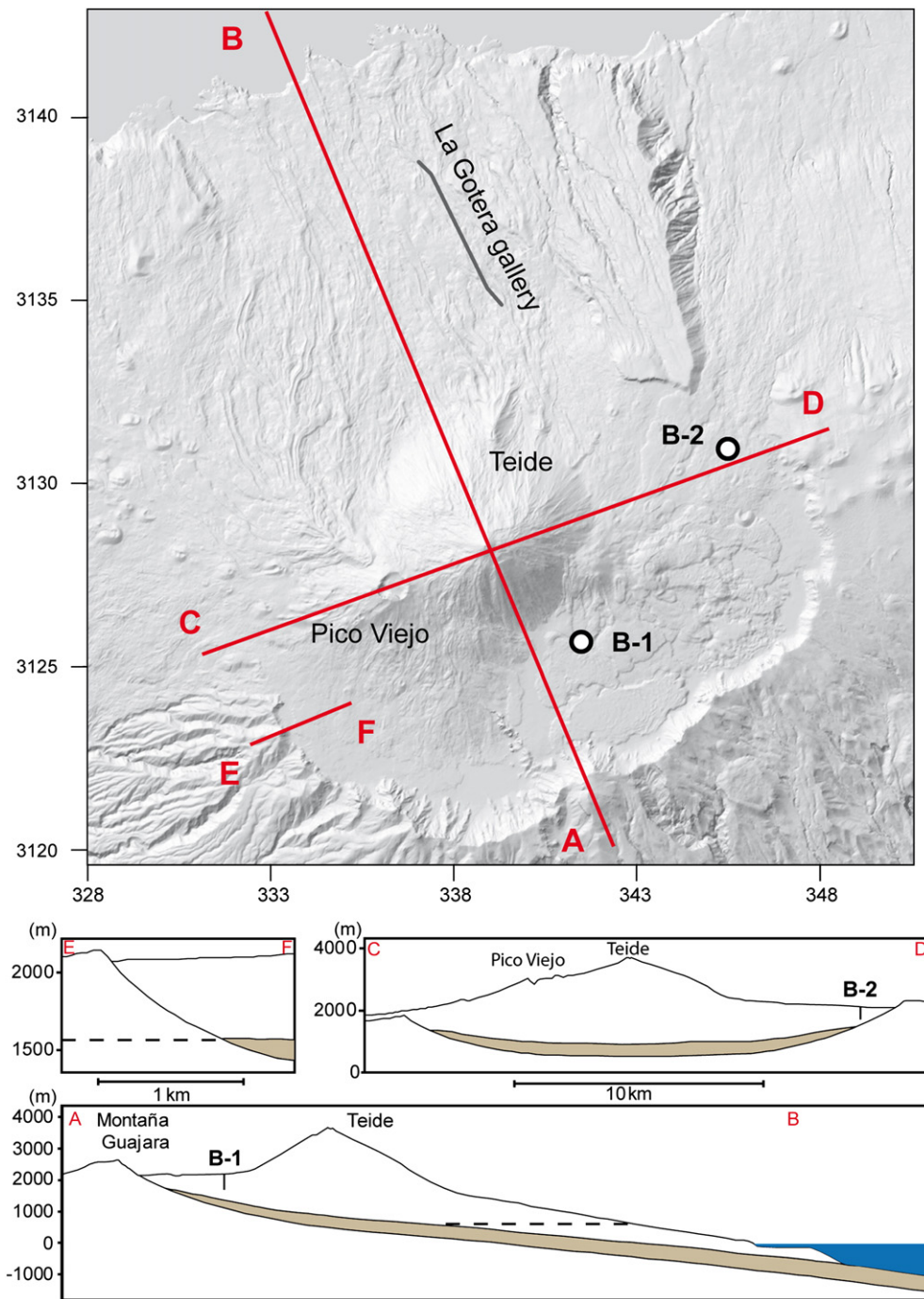


Fig. 2. Topography of the Las Cañadas Caldera area. Map: Shaded relief map (illumination from the North West). La Gotera gallery is shown with a thin black line. The three red lines stand for the trace of Navarro's cross sections [AB], [CD] and [EF] (Navarro, 2004), which are reproduced in the lower frames. The dots B-1 and B-2 stand for the locations of the deep boreholes of Montaña Majua and El Portillo, respectively. UTM Coordinates from the Spanish national grid, in kilometers. Profiles: longitudinal and transversal geological cross-sections throughout the LCC showing the geometry of the landslide scar. Dashed lines represent the trace of galleries that reach the mortolon shown in gray. Slightly modified after Navarro (2004). Vertical black lines stand for the traces of the vertical boreholes B-1 and B-2.

measurement campaigns have been carried out over the LCV area, some of which apparently imaging multiple calderas (Pous et al., 2002; Coppo et al., 2008). However, Coppo et al. (2009) identified the mortolon in the upper Icod valley (Fig. 2) at ~700 m a.s.l., suggesting that the Icod landslide headwall is not buried under the northern slopes of Teide and extends further to the South. These results are in fairly good agreement with the landslide scar geometry as described in Navarro (2004) and Marquez et al. (2008), built from the synthesis and interpolation of direct observations in the galleries (Fig. 2). Considering all the above arguments, we favor the hypothesis of the opening of the LCC by a

giant landslide cutting the LCV and consider the geometry of the scar as described in Navarro (2004) and Marquez et al. (2008).

3. Sampling and methods

The relatively dry climate and the rapid infiltration of rainfall in the Canary Islands led the early inhabitants to excavate sub horizontal water mining-galleries in every island. In Tenerife, 1052 galleries have been dug all around the island since the 1850s, representing a total length of 1707 km. The most proficient ones are located within the giant

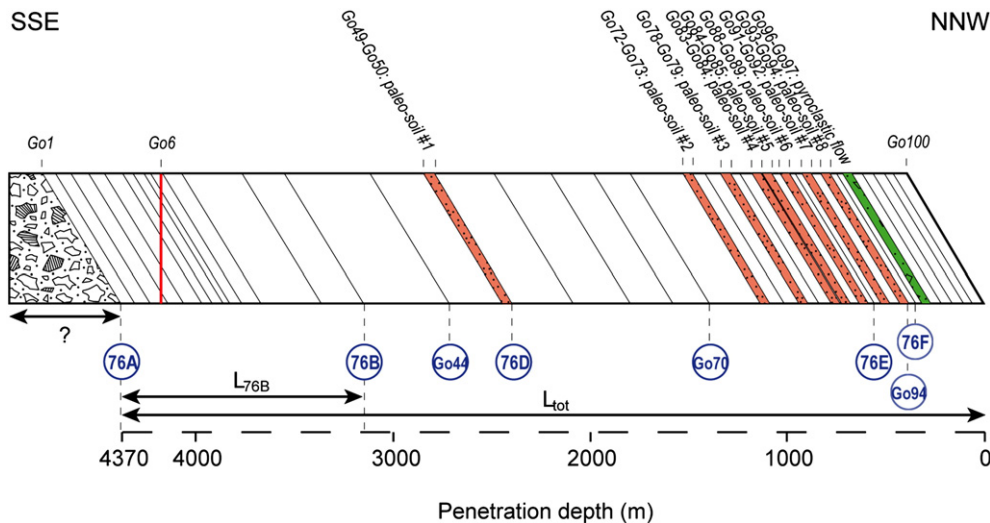


Fig. 3. Schematic section presenting elements of stratigraphy in La Gotera gallery (some of the lava flows are not drawn). The position of the samples dated in the present study is shown with thin dashed lines, and their name labeled with blue circles. The vertical red line stand for the only dyke (Go6) crossing the sampled volcanic succession. Dotted red levels represent paleosoils. The green level stands for the pyroclastic level possibly generated by a dome collapse observed between the lava flows Go96 and Go97. The Z-axis and the dips of the lava flows are not in scale.

landslide scarps and reach an impermeable level made of a polymictic, chaotic and plastic breccia, called “mortalon” (Figs. 2 and 3). Such a formation has been interpreted either as the result of mechanical crushing of both the sliding plane and the sliding mass by friction, or as materializing the roof of avalanche deposits partly resting upon the sole of the collapse scar (Navarro and Coello, 1989; Navarro, 2004; Marquez et al., 2008). Whatever hypothesis is considered, the position of the breccia constrains the geometry of the basement on which the post-collapse edifice has grown (Fig. 2). Navarro (2004) compiled his observations carried out in several galleries into a set of three cross sections (Fig. 2) and Marquez et al. (2008) published a table containing the location and penetration depth of 37 galleries in the Icod Valley and LCC area, which we used to reconstruct the three-dimensional geometry of this basal surface (Fig. 4). We also took into account available data from two vertical boreholes reaching a depth of 505 and 400 m at Montaña Majua and El Portillo, respectively (Ably and Marti, 2000; Soler et al., 2004, Fig. 2). They cut the TPV volcanic succession without reaching the mortalon, therefore showing that the breccia in this part of LCC stands at a minimal depth of 500 m, i.e., a maximum elevation of 1700 m.

The sub-horizontal galleries allow the sampling of the landslide scar filling successions, providing a unique opportunity to constrain the volume, the age and the main geochemical characters of the lava sequences erupted during the successive stages of evolution of the post-collapse volcanic edifice. We chose to investigate La Gotera gallery (LGG), which cuts the northern slope of the post-collapse volcanic lava pile, and reaches the “mortalon” at a horizontal penetration depth of about 4370 m (Fig. 2). Each of the 100 lava flows composing the post-collapse volcanic succession has been sampled. The first sample lies directly over the mortalon, and the samples numbering is incremented toward the surface (Fig. 3).

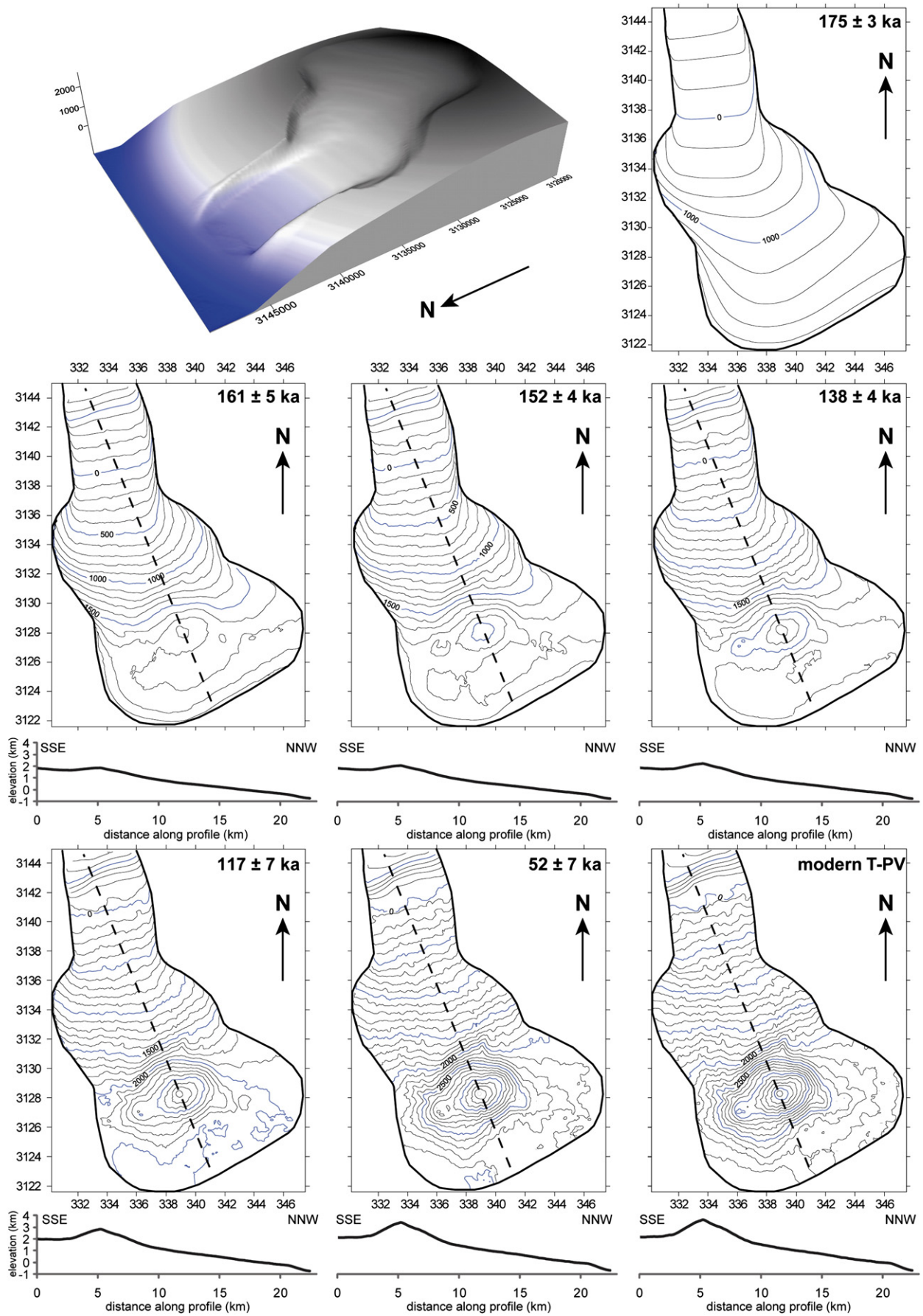
A few paleosoils are intercalated between lavas within the outer part of the sequence (Fig. 3). Furthermore, a pumice-free pyroclastic level is intercalated between the flows #96 and #97. It reaches a few meters in thickness and bears angular clasts, probably evidencing a dome collapse event. This is, to our knowledge, the first description of such a level in the T-PV succession on Tenerife.

To bring further constraints on the timing of the Icod landslide, we sampled the upper part of the pre-landslide succession at the summit

of the Cañada de Diego Hernandez section (DH) exposed on the eastern part of the LCC (Fig. 1). This succession ends with an “intra-formational syenite clasts bearing breccia” (Marti et al., 1990) capping the outer part of LCC, and related to the El Abrigo ignimbrite (Marti et al., 1994). We sampled a widely dispersed volcanic unit composed of large (sometimes metric) green phonolitic blocks (sample 68F, Fig. 2) which appear impacted in the so-called breccias. These volcanic products might thus be attributed to the ultimate part of the El Abrigo formation or, alternatively, to a previously unreported volcanic episode posterior to the El Abrigo event. In each case, our sample 68F may provide decisive information regarding the (maximum) age of the collapse.

A selection of eight samples from LGG has been prepared for K/Ar dating according to their position and geological significance. After careful examination of thin-sections, to ensure the overall freshness of the selected samples, the rocks have been crushed and sieved at an appropriate size, generally in the range 125–250 μm and cleaned ultra-sonically with diluted nitric acid. Densitometric separation with heavy liquids and magnetic sorting have then been achieved to select the freshest part of the volcanic groundmass and remove any mafic phenocrysts (olivine, pyroxene and plagioclases), which may carry inherited excess-argon. In addition, alkali-feldspars have been extracted from the sample 68F. Geochronological determinations have been performed on the selected grains in the IDES Laboratory at University Paris-Sud (Orsay, France). The K content was measured by flame emission-spectroscopy with 1% relative uncertainty based on replicate measurements on standards MDO-G and ISH-G (Gillot et al., 1992). Argon isotopes were measured by mass spectrometry according to the Cassagnol–Gillot unspiked technique (Cassagnol and Gillot, 1982; Gillot and Cornette, 1986). This particular technique is based on the measurements of the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio from the sample and from an air pipette in strictly similar pressure conditions, allowing an accurate correction of atmospheric contamination and the detection of small amounts of radiogenic Argon, as low as 0.1%. The Cassagnol–Gillot technique is especially suitable to date young, low-K and high-Ca lavas for which the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique often bears relatively large uncertainties due to the undesirable production of ^{36}Ar and ^{37}Ar from calcium during neutronic activation of the sample in a nuclear reactor (e.g., Gillot et al., 2006). Previous results of the

Fig. 4. 3D model of the reconstructed landslide scar at 175 ± 3 ka, its elevation contours, and morphological evolution of the T-PV complex at several key-steps illustrated by elevation contours and cross sections along the profiles A–B of Fig. 2 (shown by thick dashed lines). The outline of the landslide scar is represented by the thick black lines. Coordinates in km from the Spanish national grid (UTM).



unspiked K/Ar Cassinot–Gillot technique have proved to be particularly appropriate to accurately date Holocene basalts and andesites with an uncertainty of a few kyr (e.g., [Gillot and Cornette, 1986](#); [Lahitte et al., 2003](#); [Samper et al., 2009](#); [Germa et al., 2010](#)). It has been extended to the last millennium with an uncertainty of only a few centuries in the case of higher-K lavas such as the “lavas negras” on Tenerife ([Quidelleur et al., 2001](#)).

Both potassium and argon were analyzed at least twice in order to obtain a reproducible age within a range of uncertainties. The technique and principles are described elsewhere ([Cassinot and Gillot, 1982](#); [Gillot and Cornette, 1986](#); [Gillot et al., 2006](#)). The results are presented in [Table 1](#), where the uncertainties are quoted at the 1 σ level. Decay constants of ^{40}K and K isotopic ratios of [Steiger and Jäger \(1977\)](#) have been used.

The dated samples from La Gotera gallery have been used to reconstruct the 3-D morphology of the T–PV at successive key-steps ([Fig. 4](#)), assuming a vertical homothetical growth resolved within the area of the collapse structure. The successive morphologies are derived from a DEM at an initial spatial resolution of 20 m degraded in a 100 m stepped grid to fit the resolution of the reconstructed scar. In each node (X,Y) of the DEM grid, the altitude $Z(t)$ of the edifice at a given time t is:

$$Z(t) = Z_{\text{sub}} + d_t (Z_p - Z_{\text{sub}}) \quad (1)$$

where Z_{sub} is the elevation of the basement, Z_p is the present elevation of the volcanic surface from DEM data, and d_t is the homothetical ratio between the horizontal depth at which the volcanic flow erupted at time t is collected (L_{samp}) in the gallery and the total length of the gallery (L_{tot}) ([Fig. 3](#)). This equation thus assumes a gradual self-similar homothetical growth, whereby the successive lava flows cover the whole area of the landslide depression, up to the present northern shore. We are well aware that such a method may not be appropriate at the scale of a single eruption, since an individual lava flow can be

channeled in a local topography instead of covering the whole surface of the volcano. On a larger temporal window, lava flows from successive eruptions generally become gradually coalescent and overlap each other to form a well-developed main volcanic edifice (e.g., [Hildenbrand et al., 2004, 2006](#)). The morphological approach here proposed is thus meaningful to reconstruct confidently the first-order geometry of the large T–PV main volcanic complex at key stages of growth separated by a few kyr.

Finally, whole-rock geochemical analyses have been achieved in the Museo de Ciencias Naturales (CSIC) in Madrid on 55 of the lavas sampled within LGG to determine their concentration in major elements (Supplementary data). Such data sets are important to characterize the composition of the lava flows erupted successively, which may have partly controlled the viscosity of the magma and the correlative evolution of the volcano morphology at the surface.

4. Results

The new K/Ar ages on the volcanic groundmass and alkali feldspars from sample 68 F capping the outer rim of the LCC scar are mutually consistent, yielding a mean age of 175 ± 3 ka for the phonolitic explosive products ([Table 1](#)). The ages here obtained on the T–PV succession in LGG are logically younger and overall decrease toward the outer part of the gallery, in full agreement with the available stratigraphic control ([Table 1](#); [Figs. 5 and 7](#)). The first lava flow immediately overlying the mortalon in the deepest part of the gallery (sample 76A, depth 4370 m) is dated at 161 ± 5 ka, which provides a minimum age for the collapse ([Gillot et al., 2001](#)). Two subsequent lava flows sampled successively at horizontal depths of 3144 and 2700 m yield mean ages of 158 ± 11 and 152 ± 4 ka (samples 76B and Go44, respectively). These values are undistinguishable within the range of uncertainties and also overlap the age obtained from sample 76A. The next dated sample (76D, depth 2410 m), with an age of 138 ± 4 ka, highlights a slight decrease in activity since only five lava flows separate it from

Table 1
New K/Ar determinations acquired with the unspiked Cassinot–Gillot technique in Orsay. K-Fd stands for K-feldspar and gdm for fresh separated volcanic groundmass. The uncertainties are reported at the 1 σ level. $^{40}\text{Ar}^*$ is the radiogenic argon content, in % and in atoms per gram (at g^{-1}). DHF stands for Diego Hernandez Formation, LGG for La Gotera Gallery.

Sample	Locality and description	Phase	K (wt.%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{11} at g^{-1})	Age (ka)	Uncertainty (ka)
68F	Explosive fall deposit	gdm	4.877	9.6%	8.8292	173	3
68F-feldspars	Capping the DHF	K-Fd	5.143	11.3%	8.9294	175	3
				4.7%	9.4499	176	4
					Mean	175	3
						157	5
76A	LGG (flow #1, 4370 m)	gdm	1.901	5.3%	3.1095	165	5
				5.5%	3.2826	161	5
					Mean	159	16
						155	10
76B	LGG (flow #32, 3144 m)	gdm	0.938	1.5%	1.5561	160	10
				2.5%	1.5182	158	11
				2.5%	1.5675	152	4
					Mean	152	4
Go44	LGG (flow #44, 2700 m)	gdm	2.635	6.2%	4.1998	152	4
				7.7%	4.1876	152	4
					mean	142	4
						133	5
76D	LGG (flow #50, 2410 m)	gdm	2.213	5.6%	3.2740	138	4
				4.7%	3.0827	114	7
					Mean	119	6
						117	7
Go70	LGG (flow #70, 1385 m)	gdm	2.422	2.5%	2.8918	91	4
				3.2%	3.0221	94	4
					Mean	92	4
						48	7
76E	LGG (flow #91, 525 m)	gdm	2.276	3.3%	2.1619	55	7
				3.4%	2.2324	52	7
					Mean	17	2
						20	1
Go94	LGG (flow #94, 410 m)	gdm	1.337	0.7%	0.6746	18	1
				0.8%	0.7685		
					Mean		
76F	LGG (flow #95, 380 m)	gdm	4.999	1.7%	0.8944		
				2.0%	1.0243		
					Mean		

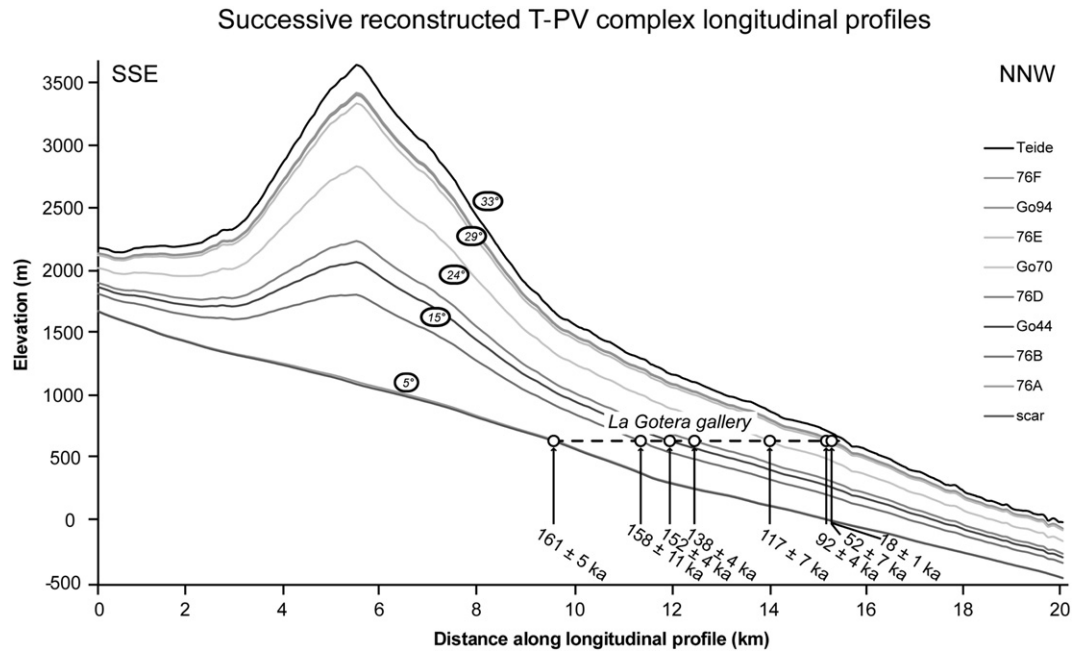


Fig. 5. Morphological evolution of the T–PV complex illustrated by longitudinal cross sections through our reconstructed edifice at every time step. The thin dashed line represents a projection of LGG on the profile on which we added the dated samples. The mean value of the N slope of the edifice at successive time is indicated.

sample Go44. The 76D lava flow rests over the first paleosol within the observed succession (Fig. 3). It contains molds of tree trunks, evidencing a significant interruption in the record, and thus most probably, a real slow down in the eruptive history of the complex. The edifice kept growing with a similar pace between 138 ± 4 and 117 ± 7 ka (sample Go70, depth 1385 m) and between 117 ± 7 and 92 ± 4 ka (sample 76E, depth 525 m). A second paleosol was encountered two flows after the Go70 sample and from then, such formations occur much more frequently until the end of our record (seven more intercalated between the last 28 flows; Fig. 3) indicating a clear decrease in volcanic activity. This is further evidenced by an age of 52 ± 7 ka obtained on sample Go94, which is separated from 76 E by only two lava flows. The next lava flow overlying Go94 is then dated at 18 ± 1 ka, reflecting an apparent volcanic gap of about 30 kyr.

Fig. 5 shows the reconstructed longitudinal profiles of the eruptive complex at the successive time steps and Table 2 summarizes the main volume computed for each of them. The total volume here obtained for the T–PV complex is approximately 190 km^3 , which is comparable to some previous estimations (Coello, 1973; Carracedo et al., 2007).

Our new data show that more than one third of the massive T–PV complex has been erupted between 161 ± 5 and 152 ± 4 ka and about two thirds between 161 ± 5 and 117 ± 7 ka. The growth of the edifice during the more recent period appears relatively reduced, since a

cumulative volume of about 60 km^3 is here obtained for the last 100 kyr, with only 20 km^3 erupted during the last 60 kyr. Such a decrease in volcanic productivity is well illustrated in Fig. 6a which displays a somewhat logarithmic curve showing a fast volcanic construction during the first 40 kyr followed by a significant decrease and stabilization at low output rates.

The geochemical analyses performed on the successive lava flows from LGG provide additional constraints on the evolution of the feeding system. Loss on ignition (LOI) reaches up to 2.6% but is generally lower than 1%, testifying the overall unaltered character of the samples (Supplementary data). The lavas belong to the alkaline series, ranging in compositions between alkaline basalts/basanites and trachytes/phonolites, in agreement with previous geochemical studies of the TPV complex (Ablay et al., 1998). The basic terms are dominant for the period encompassing the first 40 kyr of volcano growth, with 35 samples out of the 39 analyzed having an MgO content exceeding 5% (Supplementary data). The subsequent lavas are characterized by a greater compositional heterogeneity. Such characteristics can be better seen if we consider the variations in K_2O , which are highly sensitive to shallow processes such as differentiation in magma reservoirs. Fig. 6b shows the average concentration in K_2O and the standard deviation calculated from the samples analyzed within each time interval. The lavas erupted between 161 ± 5 and 117 ± 7 ka are overall characterized by a relatively low average value ($\text{K}_2\text{O} = 1.5\%$) and display a rather limited range of variations. The lavas erupted

Table 2

Construction rates and other morphologic parameters computed from the morphological reconstructions of the T–PV morphology at successive time steps.

	Age (ka)	Volume emitted during each time step (km^3)	Integrated volume (km^3)	Integrated construction rate ($\text{km}^3 \text{ kyr}^{-1}$)	Elevation at present location of Teide summit (m)	Mean northern slope for the main edifice (in °)
76A (4337 m)	161 ± 5	1.5	1.5	–	1122	5
76B (3144 m)	158 ± 11	50	52	17	1830	12
Go44 (2700 m)	152 ± 4	19	71	8	2093	15
76D (2410 m)	138 ± 4	12	83	3.5	2265	18
Go70 (1385 m)	117 ± 7	43	126	3	2873	24
76E (525 m)	92 ± 4	37	163	2.5	3383	27
Go94 (410 m)	52 ± 7	5	168	1.5	3452	29
76F (380 m)	18 ± 1	1	169	1	3469	29
Modern Teide	0.8 ± 0.3^a	16	185	1	3718	33

^a Age data from Quidelleur et al. (2001).

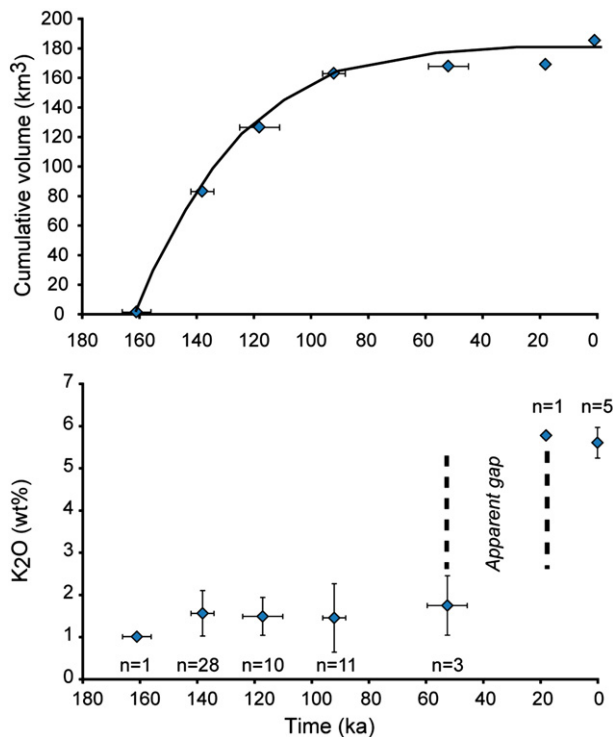


Fig. 6. Cumulative volume and average K_2O computed for the T–PV complex post-landslide volcanic succession at successive time steps. The number of samples (n) taken into account to calculate the mean K_2O and its associated standard deviation (shown as vertical error bars) are indicated at each step.

between 117 ± 7 and 53 ± 7 ka display similar average K_2O , but a higher variability. In contrast, the lavas erupted at 18 ± 1 ka (sample 76F) and later on clearly show high K_2O values, up to 5.9%.

5. Discussion

5.1. Timing of the landslide and immediate eruptive consequences

Previous geochronological works on the volcanic successions exposed within the LCC wall and on ignimbritic deposits located in the southern part of Tenerife have shown that the pre-collapse LCV has experienced several cycles of differentiated explosive eruptions during the last Myr (Marti et al., 1994; Bryan et al., 1998; Brown et al., 2003; Edgar et al., 2007). The youngest eruptive cycle of the LCV, the Diego Hernandez section, ends up with the El Abrigo ignimbritic event, which has been recently dated at 196 ± 6 ka on single K-feldspar crystals by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and at 194 ± 16 ka by (U–Th)/He (Edgar et al., 2007) (Fig. 7).

Earlier geochronological determinations on pyroclastic deposits pertaining to the El Abrigo event span a relatively wide range of ages. Mitjavila (1990), using K–Ar, obtained a mean age of 179 ± 11 ka and two additional $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinations of 179 ± 9 and 183 ± 4 ka have later been realized (Mitjavila and Villa, 1993). These single-crystals $^{40}Ar/^{39}Ar$ total fusion ages are coherent with the determination of 169 ± 1 ka (Brown et al., 2003), which was later recalculated at 171 ± 2 ka (Edgar et al., 2007) in order to account for the standard ages proposed by Renne et al. (1998).

The new age of 175 ± 3 ka (Table 1) here obtained on the phonolitic block collected on the top of the DH formation (68F) is consistent, within uncertainties, with most of the previous determinations (Fig. 7), except the $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of 196 ± 6 ka of Edgar et al. (2007). These authors proposed that the younger values obtained by previous authors result from the incorporation of partially degassed feldspar xenocrysts. We note that our new age on sample

68F is here obtained from independent measurements on distinct mineral phases (volcanic groundmass and feldspars) testifying for internal consistency of the sample, and evidencing the absence of any significant secondary perturbation such as weathering, excess-argon, or partial degassing. Therefore, the age of 196 ± 6 ka obtained by Edgar et al. (2007) is apparently too old, which could be explained by the presence of inherited feldspars xenocrysts within the dated formation, the concentration of which do increase significantly toward the top of the DH formation (Edgar et al., 2007). Therefore, in the absence of any age population diagram supporting the selection of eight out of 13 ages used to calculate the age of 196 ± 6 ka in that study, we prefer to favor the more straightforward hypothesis that xenocrysts inheritance has rather biased this age toward an older value. Note that, to the best of our knowledge, it has never been demonstrated that single grains $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating could lead to underestimated ages in explosive volcanic units due to partial degassing. On the contrary, ages obtained by this approach are often too old, and in some cases when no juvenile feldspar crystals are present, the age calculated from single grain population could be meaningless (e.g., Deino and Potts, 1990; Kent et al., 2002).

An alternative explanation would be that the pyroclastic deposits dated between 169 ± 1 and 196 ± 6 ka in previous studies (Mitjavila, 1990; Mitjavila and Villa, 1993; Brown et al., 2003; Edgar et al., 2007) could pertain to different eruptions, with the youngest of them being related to the Icod landslide. Consequently, from its stratigraphic position at the upper limit of the succession cut by the LCC and its age of 175 ± 3 ka, the sample 68F may either reflect a late explosive activity coeval to the El Abrigo event or a distinct younger explosive event. In each case, this eruption constitutes the final central activity at the LCV, prior to the collapse of its northern flank.

The Icod landslide, would therefore have occurred at or soon after 175 ± 3 ka, and before 161 ± 5 ka from the age obtained on the first volcanic flows overlying the mortalon within La Gotera gallery (sample 76A). At the global scale, this narrow time interval occurs soon after the glacial isotopic stage #6, in a period characterized by rapidly changing climatic conditions, including a short interglacial episode followed by a secondary glacial event. Unlike large landslides found on oceanic islands worldwide, the Icod landslide has apparently not been influenced by a major Quaternary paleoclimatic change, as already pointed out recently (McMurtry et al., 1999, 2004; Quidelleur et al., 2008).

In our interpretation, the phonolitic explosion here dated at 175 ± 3 ka has developed as an immediate consequence of the landslide, in response to the sudden decompression of the magma feeding system. This is in agreement with some previous studies, which considered pyroclastic formations on the northern flank of the Cañadas edifice as the deposits of a large lateral blast developed in response to the Icod landslide (Ancochea et al., 1999; Schminke et al., 1999; Van den Bogaard and Schirnick, 2001). Such a violent eruption most probably emptied the existing magma chamber in a short period of time. Indeed, the very first record of basaltic activity in LGG occurs at 161 ± 5 ka implying the rapid extrusion of primitive lavas (Gillot et al., 2001), which filled most of the Icod valley within less than 10 kyr (Fig. 8B). Such a high basaltic activity is further supported by the new ages obtained on our next two samples collected in the intermediate parts of the gallery (76B and Go44), which are undistinguishable from the one obtained on sample 76A. It is important to note that our age of 161 ± 5 ka is also compatible with the age of 158 ± 5 ka obtained, using the same dating technique elsewhere, on a lava flow overlying the mortalon at a similar penetration depth of 4190 m in the neighboring Salto del Fronton gallery (Carracedo et al., 2006). Surprisingly, these authors later discarded their sample and proposed instead that the Icod landslide occurred around 200 ka, from an age of 198 ± 5 ka determined on a lava flow sampled in the middle of the Salto del Fronton gallery at a penetration depth of about 2700 m (Carracedo et al., 2007).

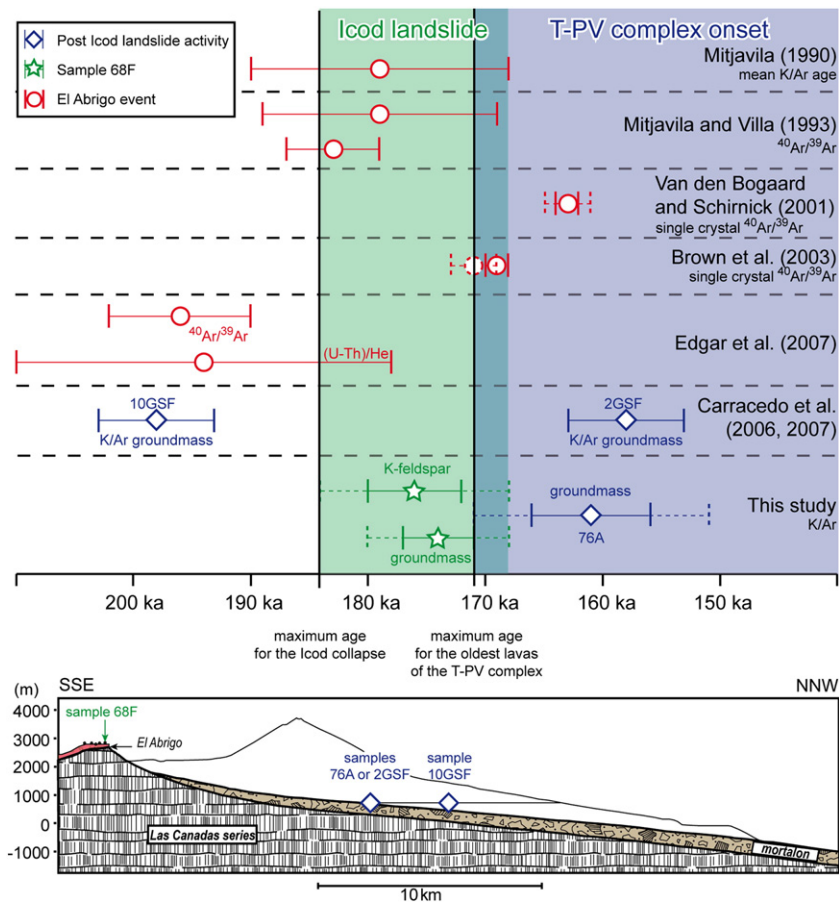


Fig. 7. Summary of the available geochronological data relevant to the determination of the age of the Icod landslide event. All the data at 2 σ : dashed lines represent recalculated error bars for the present study and Brown et al. (2003). The green zone highlights the period during which the Icod landslide occurred. The blue zone stands for the post-collapse activity.

5.2. Fast construction of a basic volcano in the landslide scar

The integrated construction rates here computed for the initial stages of growth of the T–PV complex reach $8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ during the first 10 kyr and amount in average to $3.5 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ over the 40 kyr following the collapse (Table 2). These values are similar to the rate of $5 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ calculated for the first 100 kyr of volcanic activity following a huge lateral collapse of the northern flank of Tahiti-Nui in French Polynesia (Hildenbrand et al., 2004), or to the overall postslide volcanism filling rate of the South Kona landslide embayment in Hawaii (Lipman et al., 1990). Like in Tahiti, the magmas erupted soon after the Icod collapse are dominantly basic in composition, evidencing enhanced upwelling of fresh magma favored by un-loading of the feeding system by the landslide (Pinel and Jaupart, 2004, 2005; Manconi et al., 2009).

At the surface, the low-viscosity lava flows probably first reached the sea and then built a low aspect ratio edifice covering the whole surface of the scar (Figs. 4 and 8B). Our model for the reconstruction reproduces these features providing an edifice reaching an elevation of 2300 m (i.e.: 1300 m max in thickness) with slopes less than 20° until the time step $138 \pm 4 \text{ ka}$ (Figs. 4, 5 and Table 2). This edifice could be similar morphologically to the post-collapse Bejenado edifice in La Palma (mean slope around 18°, maximum height about 1500 m) which developed within the 50 kyr following a major landslide of the northern part of the island (Carracedo et al., 1999; Hildenbrand et al., 2003).

On Tenerife, the post-landslide edifice quickly sealed the whole scar, constituting a thick lava cap, which added a significant normal stress on the magma storage area. In the case of La Palma, such a

configuration diverted the magmatic system toward the south rift zone and developed the Cumbre Vieja (Ancochea et al., 1994). In the case of Tenerife, the proto-Teide stood low beyond the well developed NE and NW rift zones of the Cañadas edifice. As a result, only the magmas with a sufficiently low density and/or appropriate pressure conditions were able to reach the surface (Pinel and Jaupart, 2000, 2004; Manconi et al., 2009), which can explain the marked decrease in construction rates observed between 117 ± 7 and $52 \pm 7 \text{ ka}$ (Figs. 5 and 6). This period is, indeed, characterized by the occurrence of lavas of intermediate composition (MgO: 2–4%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 7.5–8.5%), suggesting episodic storage and short-term differentiation of the primary magmas under the edifice, and their sporadic ascension toward the surface (Fig. 8D). The coexistence of such different types of magmas suggests a permanent alimentation and/or a compartmented storage system as proposed by Neumann et al. (1999), Ablay and Marti (2000), Triebold et al. (2006), and Marti and Geyer (2009). The slopes of the reconstructed edifice also slightly increase from about 20° to 29° during this period (Figs. 4 and 5 and Table 2), in agreement with the eruption of lavas with significantly higher viscosity than typical basalts.

5.3. Individualization of a shallow reservoir in response to volcano loading

The magmatic succession sampled within the LGG presents a gap between 52 ± 7 and $18 \pm 1 \text{ ka}$ (Fig. 3; Table 1) which may reflect the sporadic growth of the Teide stratocone during the later history of the T–PV complex. Indeed, this period is characterized by a progressive bypass between vanishing volcanic activity at the Teide (Ablay and Marti, 2000; Carracedo et al., 2006, 2007; Marti et al.,

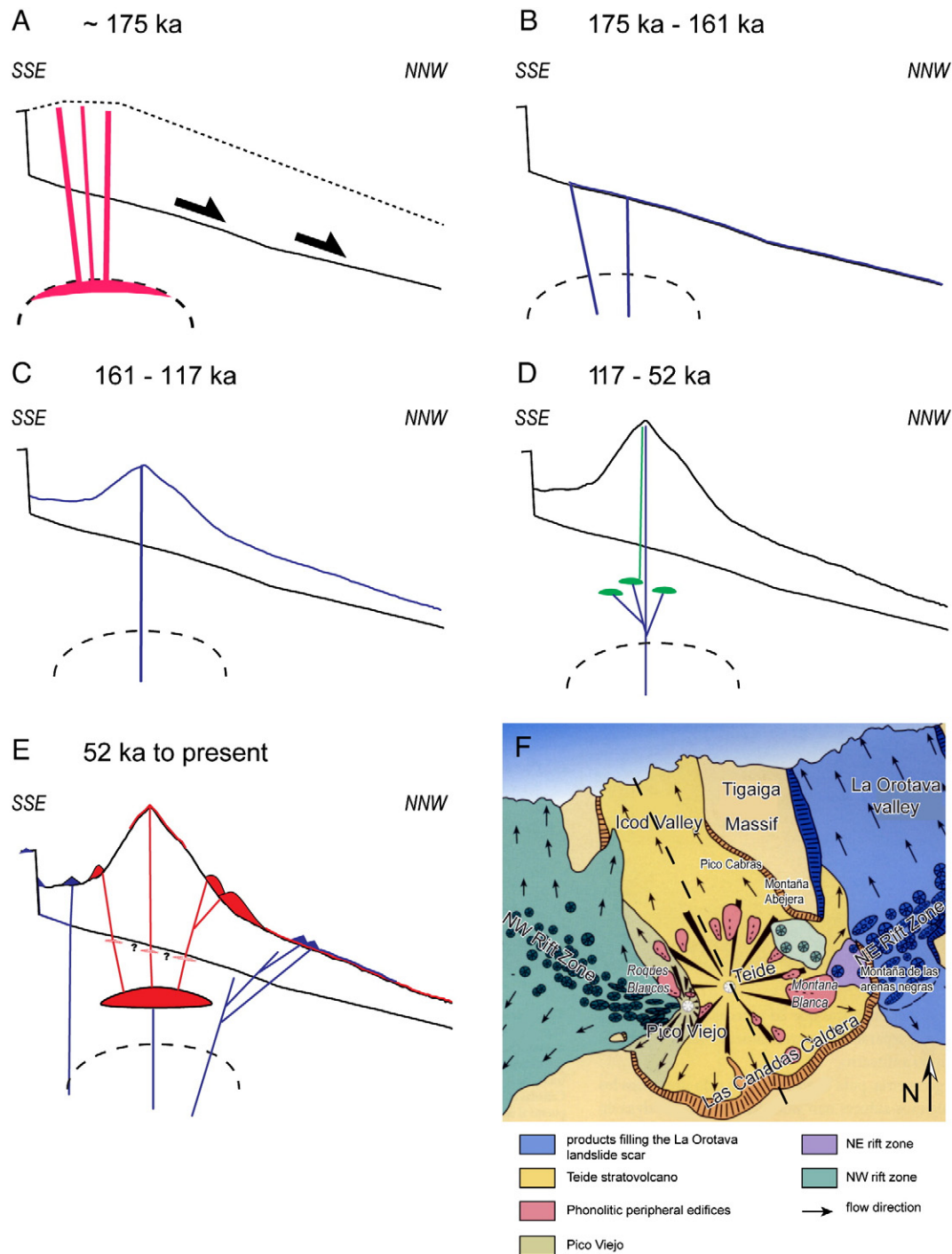


Fig. 8. New model of evolution for the T–PV complex. The map shown in subset F is modified after Navarro (2004).

2008) and increasing activity distributed along satellite volcanic centers such as the Pico Viejo, the early activity of which was constrained by radiocarbon at 27.0 ± 0.4 ka (Carracedo et al., 2007).

Despite our use of a global approach instead of reconstructing each peripheral edifice, we note that our volume of 17 km^3 obtained for the last 52 kyr is similar to the one previously proposed for the last 30 kyr (Carracedo et al., 2007) for both the Pico Viejo and the peripheral lava domes. These authors computed construction rates of $0.8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ and $1 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ for the peripheral lava domes and the Pico Viejo over the periods 10 ka to present and 30–15 ka respectively, which yields a total volume of 22 km^3 erupted over a 30 kyr time interval. If we integrate our volume over 52 kyr, following our data, we obtain a construction rate of $\sim 0.3 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ (Table 2). However, if we limit the

construction period to the last 30 kyr, the construction rate increases to $\sim 0.55 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$, which is closer to the previous estimations.

Although the LGG gallery does not sample a full record of volcanic activity during the last part of the TPV complex history, the new data here acquired on the upper part of the succession clearly complement the existing knowledge of the recent activity. From investigations carried out at the surface of the island, 30 eruptions have been previously described in Tenerife for the last 20 kyr, 21 of which are phonolitic in composition (Carracedo et al., 2003, 2007; Martí et al., 2008; Sobradelo and Martí, 2010). For Carracedo et al. (2007), the Teide would have had a dormancy period between 30 ka and its ultimate eruptive phase, the so-called ‘Lavas Negras’, erupted some centuries ago (Quidelleur et al., 2001; Carracedo et al., 2007). Alternatively, we show that at least five of

the last flows sampled within La Gotera gallery are trachytic/phonolitic in composition (Supplementary data) and have erupted after 18 ± 1 ka (samples Go95–96; Go98–100). Due to the lateral position of the LGG near the eastern side of the landslide scar (Fig. 2), such differentiated volcanic formations cannot have been erupted from the western end of the eruptive complex. They can alternatively be attributed to volcanic eruptions constrained at the main conduit of Pico Teide or in its close neighborhood. Recent trachytic and phonolitic viscous bodies, have been extruded laterally on the upper slope of the main volcano, e.g., at Montaña Abejera, Pico Cabras, Roques Blancos, Los Pomelos, Montaña Blanca. Since the only flow of these events to reach the LGG trace is the Montaña Abejera's (Carracedo et al., 2007), possibly corresponding to our sample Go100, we can attribute at least four new eruptions near the main volcanic conduit of Teide stratocone in the last 18 kyr. This, together with the pyroclastic level encountered between the flows #96 and #97 (Fig. 3), suggests that recent felsic activity has been more frequent than previously thought (Carracedo et al., 2007; Martí et al., 2008; Sobrado and Martí, 2010), which brings to light a new kind of hazard for the Icod–La Guancha valley area.

The distribution of differentiated vents within a restricted area implies the existence of a narrow zone of magma storage localized at relatively shallow depths (Fig. 8E,F) in agreement with previous models (Andujar et al., 2010; Martí and Geyer, 2009). From our morphological reconstructions, the total thickness of the volcano above the “mortalon” at the level of Pico Teide reaches presently 2700 m and exceeded 2000 m about 50 kyr ago (Figs. 4 and 5). The associated volcanic load shall have considerably modified the local stress field, precluding upwelling of basic lavas within an area encompassing the steep slopes of the main volcanic edifice, described as a “shadow zone” by Neumann et al. (1999). Primitive magmas thus have been most probably stored a few kilometers under the edifice (e.g., 5 ± 1 km, Andujar et al., 2010) and evolved by fractional crystallization/magma chamber recharge (Ablay et al., 1998; Triebold et al., 2006) over the last 50 kyr to produce differentiated terms, able to rise further due to their low density or overpressure (Manconi et al., 2009). Additional short-term storage and differentiation may also have occurred at shallower levels along mechanical discontinuities within the edifice, e.g., along the sole of the collapse, prior to extrusion of low-volume, high-viscosity plugs and domes. Such little zones of magma accumulation have been recognized in other oceanic islands, e.g., on Tahiti (Hildenbrand et al., 2004; Hildenbrand and Gillot, 2006) and in Reunion Island (Gillot et al., 1994), where incision under the heavy rainfall tropical climate has deeply dissected the volcanic relief (Lahitte et al., in press; Salvany et al., in press) and exhumed coarse-grained rocks constrained at the base of post-collapse edifices (Hildenbrand et al., 2008). On Tenerife, the extrusion of the differentiated lava flows from such a shallow reservoir increased dramatically the slopes of the main edifice up to 35° during the last 18 kyr.

6. Summary and conclusions

The northern flank of Tenerife has been deeply modified by several large flank collapses; the last of them affected the central edifice of the island 175 ka ago. The landslide scar has been almost completely sealed by the large Teide–Pico Viejo complex. The water recovery galleries excavated within this complex constitute an unusual but extremely powerful way to study the history of such an eruptive complex. Using the geometrical data provided by the depth at which the “mortalon” is found, we have reconstructed the 3D morphology of the scar. By subtracting it to the present day DEM of the island within the LCC area, we have constrained the geometry of the T–PV filling sequence and its total volume ($\sim 185 \text{ km}^3$). Investigations and new sampling within the 4.4 km long LGG allowed us to study such a sequence in detail by analyzing 55 samples for major element geochemistry and eight samples for dating. Our new data show that:

- (1) The large Icod landslide is constrained between 175 ± 3 and 161 ± 5 ka.
- (2) Volcanic activity resumed almost immediately after the emptying of the existing magma chamber, discharging fresh basaltic material in the scar with rates approaching $8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ for the first 10 kyr waning down to $\sim 3 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ over the period 161–117 ka.
- (3) At 117 ka, the proto Teide has gained about two thirds of its present size, sealing the whole floor of the scar and exerting an important load on the magma feeding system, favoring intermittent magma storage and differentiation.
- (4) The progressive decline of eruptive activity continued until 52 ± 7 ka when a gap exists in the record during which a shallow magma storage system may have developed a few kilometers under the base of the volcano.
- (5) The record of volcanic activity resumes at 18 ± 1 ka with the extrusion of several high-viscosity differentiated bodies from this shallow system, within a narrow area encompassing the high slopes of the edifice. The last eruption of the Teide consists in thick obsidian flows that capped the edifice some centuries ago.
- (6) Our approach allowed us to describe several new differentiated volcanic episodes, including pyroclastic flows associated with a dome collapse event, supplementing the record of felsic activity for the T–PV complex, and increasing the potential hazard associated with such activity.

From our new data, such differentiated activity appears more frequent than previously inferred. The presence of the shallow (active ?) magma reservoir here inferred together with the existence of a weak basal layer (Navarro and Coello, 1989; Marquez et al., 2008) and the recent increase in the slopes of the edifice up to 35° may overall favor its subsequent instability (Marquez et al., 2008; Coppo et al., 2009).

Supplementary materials related to this article can be found online at [doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.025](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.025).

Acknowledgments

A. Calvert and G. McMurtry are thanked for their comments and suggestions on the manuscript. An early draft of this paper greatly benefitted from the remarks of two anonymous reviewers. Special thanks to X. Quidelleur for his ideas and comments on the manuscript and to J. Gaylor and F. McMillan for revising the English. We acknowledge the Consejo Insular del agua (CIA) de Tenerife that kindly provided us data about the mortalon and its position in the Las Cañadas area. The sampling was authorized by the Teide National Park. We also thank the Museo Nacional de Ciencias Naturales of Madrid (Spain) for the chemical analyses. This work has been partly funded by the Ministerio de Ciencia e Innovación (project CGL2007-65110/BTE) and the European projects VULCMAC II and INTERREG IIIB. This is LGMT contribution number 99.

References

- Ablay, G., Hurlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 135–159.
- Ablay, G.J., Martí, J., 2000. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 175–208.
- Ablay, G.J., Carroll, M.R., Palmer, M.R., Martí, J., Sparks, R.S.J., 1998. Basanite–phonolite lineages of the Teide Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology* 39, 905–936.
- Ancochea, E., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, J.M., Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary-Islands) in the light of new K–Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 231–249.
- Ancochea, E., Hernan, F., Cendrero, A., Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Coello, J., 1994. Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic

- island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60, 243–262.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fuster, J.M., Arnaud, N., Ibarrola, E., 1999. Evolution of the Canadas edifice and its implications for the origin of the Canadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 177–199.
- Andujar, J., Costa, F., Marti, J., 2010. Magma storage conditions of the last eruption of Teide volcano (Canary, Spain). *Bulletin of Volcanology* 72, 381–395.
- Bravo, T., 1962. El circo de Las Cañadas y sus dependencias. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (G)* 60, 93–108.
- Brown, R.J., Barry, T.L., Branney, M.J., Pringle, M.S., Bryan, S.E., 2003. The Quaternary pyroclastic succession of southeast Tenerife, Canary Islands: explosive eruptions, related caldera subsidence, and sector collapse. *Geological Magazine* 140, 265–288.
- Bryan, S.E., Marti, J., Cas, R.A.F., 1998. Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of Quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Canadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geological Magazine* 135, 605–636.
- Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M., Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27, 739–742.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 1–19.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Gravestock, P., 1999. Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin* 111, 755–768.
- Carracedo, J.C., Paterne, M., Guillou, H., Perez-Torrado, F.J., Paris, R., Rodriguez Badiola, E., Hansen, A., 2003. Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) del Teide y el rift noroeste, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos* 59, 15–29.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., Scaillet, S., Paterne, M., Perez-Torrado, F.J., Paris, R., Fra-Paleo, U., Hansen, A., 2006. Geocronología e historia volcánica del complejo volcánico del Teide y las dorsales de Tenerife. In: Organización de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente (Ed.), *Los volcanes del Parque Nacional del Teide*, Serie Técnica, Madrid. 388 pp.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Torrado, F.J.P., Paris, R., Fra-Paleo, U., Hansen, A., 2007. Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin* 119, 1027–1051.
- Cassignol, C., Gillot, P.Y., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium–argon dating: experimental groundwork and applications. In: Odin, G.S. (Ed.), *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, Chichester, pp. 159–179.
- Christiansen, R.L., Peterson, D.W., 1981. Chronology of the 1980 activity. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington: Geological Survey Professional Paper, 1250, pp. 17–30.
- Coello, J., 1973. Las series volcánicas de los subsuelos de Tenerife. *Estudios Geológicos* 29, 491–512.
- Coppo, N., Schnegg, P.A., Heise, W., Falco, P., Costa, R., 2008. Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Canadas Caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 170, 153–166.
- Coppo, N.P., Schnegg, P.A., Falco, P., Costa, R., 2009. A deep scar in the flank of Tenerife (Canary Islands): geophysical contribution to tsunami hazard assessment. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 65–68.
- Deino, A., Potts, R., 1990. Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Olorgesailie Formation, southern Kenya Rift. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 95 (B6), 8453–8470.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L., Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton-de-la-Fournaise, La Reunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12, 147–160.
- Edgar, C.J., Wolff, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiners, P.W., Spell, T.L., Marti, J., 2007. The late quaternary Diego Hernandez formation, Tenerife: volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160, 59–85.
- Eichelberger, J.C., Hayes, D.B., 1982. Magmatic model for the Mount-St-Helens blast of May 18, 1980. *Journal of Geophysical Research* 87 (NB9), 7727–7738.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Tchilinguirian, P., 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29, 717–730.
- Geyer, A., Marti, J., 2010. The distribution of basaltic volcanism on Tenerife, Canary Islands: implications on the origin and dynamics of the rift systems. *Tectonophysics* 483, 310–326.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., 1986. The Cassinot technique for potassium–argon dating, precision and accuracy — examples from the late pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chemical Geology* 59, 205–222.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., Max, N., Floris, B., 1992. 2 Reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K–Ar and Ar–40/Ar–39) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostandards Newsletter* 16 (1), 55–60.
- Gillot, P.Y., Lefevre, J.C., Nativel, P.E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island. *Earth and Planetary Science Letters* 122, 291–302.
- Gillot, P.Y., Soler, V., Quidelleur, X., 2001. Piling rate and magmatic evolution through time of the Teide volcano (Tenerife, Canary islands). XI Meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg, VPP3: 802.
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.C., Albores-Livadie, C., 2006. The K/Ar dating method: principle, analytical techniques and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. *Acta Vulcanologica* 18, 55–66.
- Gottsmann, J., Camacho, A.G., Marti, J., Wooller, L., Fernandez, J., Garcia, A., Rymer, H., 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 168, 212–230.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R., Torrado, F.J.P., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 599–614.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., 2006. Evidence for a differentiated ignimbritic activity ending the building-stage of Tahiti-Nui (French Polynesia). *Comptes Rendus Geoscience* 338, 280–287.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V., Lahitte, P., 2003. Evidence for a persistent uplift of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 277–289.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters* 217, 349–365.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Bonneville, A., 2006. Offshore evidence for a huge landslide of the northern flank of Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q03006. doi:10.1029/2005GC001003.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Marlin, C., 2008. Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology* 93, 460–481.
- Hoblitt, R.P., Miller, C.D., Vallance, J.W., 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington: Geological Survey Professional Paper, 1250, pp. 401–419.
- Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central-Europe. *Nature* 374, 34–39.
- Kent, D.V., Hemming, S.R., Turrin, B.D., 2002. Laschamp excursion at Mono Lake? *Earth and Planetary Science Letters* 197, 151–164.
- Kieffer, S.W., 1981. Blast dynamics at Mount St-Helens on 18 May 1980. *Nature* 291, 568–570.
- Krochert, J., Maurer, H., Buchner, E., 2008. Fossil beaches as evidence for significant uplift of Tenerife, Canary Islands. *Journal of African Earth Sciences* 51, 220–234.
- Lahitte, P., Gillot, P.Y., Kidane, T., Courtillot, V., Bekele, A., 2003. New age constraints on the timing of volcanism in central Afar, in the presence of propagating rifts. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 108 (B2). doi:10.1029/2001JB001689.
- Lahitte, P., Samper, A., Quidelleur, X., in press. DEM-based reconstruction of southern Basse-Terre volcanoes (Guadeloupe archipelago, FWI): Contribution to the Lesser Antilles Arc construction rates and magma production. *Geomorphology*.
- Lipman, P.W., Rhodes, J.M., Dalrymple, G.B., 1990. The Ninole basalt — implications for the structural evolution of Mauna-Loa Volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 53, 1–19.
- Manconi, A., Longpre, M.A., Walter, T.R., Troll, V.R., Hansteen, T.H., 2009. The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology* 37, 1099–1102.
- Marquez, A., Lopez, I., Herrera, R., Martin-Gonzalez, F., Izquierdo, T., Carreno, F., 2008. Spreading and potential instability of Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters* 35, L05305. doi:10.1029/2007GL032625.
- Marti, J., Geyer, A., 2009. Central vs flank eruptions at Teide–Pico Viejo twin stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 181, 47–60.
- Marti, J., Gudmundsson, A., 2000. The Las Canadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 161–173.
- Marti, J., Mitjavila, J., Villa, I.M., 1990. Stratigraphy and K/Ar ages of the Cañada de Diego Hernandez and their significance on the Cañadas Caldera formation (Tenerife, Canary Islands). *Terra Nova* 2, 148–153.
- Marti, J., Mitjavila, J., Arana, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Canadas Caldera (Tenerife, Canary-Islands). *Geological Magazine* 131, 715–727.
- Marti, J., Hurlimann, M., Ablay, G.J., Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25, 879–882.
- Marti, J., Geyer, A., Andujar, J., Teixido, F., Costa, F., 2008. Assessing the potential for future explosive activity from Teide–Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 529–542.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57, 1–35.
- McMurtry, G.M., Herrero-Bervera, E., Cremer, M.D., Smith, J.R., Resig, J., Sherman, C., Torresan, M.E., 1999. Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alikia 2 giant Hawaiian submarine landslide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 35–58.
- McMurtry, G.M., Watts, P., Fryer, G.J., Smith, J.R., Imamura, F., 2004. Giant landslides, megatsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology* 203, 219–233.
- Meco, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carracedo, J.C., Ballester, J., Betancort, J.F., Cillerós, A., 2007. Evidence for long term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change* 57, 222–234.
- Mitjavila, J., 1990. Aplicació de tècniques de geoquímica isotòpica i de geocronologia a l'estudi volcànic de l'edifici de Diego Hernández i la seva relació amb la Caldera de Las Cañadas (Tenerife). Ph.D., Universitat de Barcelona.
- Mitjavila, J.M., Villa, I.M., 1993. Temporal evolution of Diego Hernandez formation (Las Cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the caldera using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6, 61–65.
- Moore, J.G., Sisson, T.W., 1981. Deposits and effects of the May 18 pyroclastic surge. In: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington: Geological Survey Professional Paper, 1250, pp. 421–438.

- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 94 (B12), 17465–17484.
- Navarro, J.M., 2004. Geologia. In: Canseco (Ed.), *Parque Nacional del Teide: Esfagnos, Talavera de la Reina*, p. 292.
- Navarro, J.M., Coello, J., 1989. Depressions originated by landslide processes in Tenerife: European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism. *Cabildo insular de Lanzarote, Abstract*, p. 150–152.
- Neumann, E.R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S.L., Pearson, N.J., Marti, J., Mitjavila, J., 1999. Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology* 40, 1089–1123.
- Pinel, V., Jaupart, C., 2000. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A-Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 358, 1515–1532.
- Pinel, V., Jaupart, C., 2004. Likelihood of basaltic eruptions as a function of volatile content and volcanic edifice size. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 137, 201–217.
- Pinel, V., Jaupart, C., 2005. Some consequences of volcanic edifice destruction for eruption conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 68–80.
- Pous, J., Heise, W., Schnegg, P.A., Munoz, G., Marti, J., Soriano, C., 2002. Magnetotelluric study of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): structural and hydrogeological implications. *Earth and Planetary Science Letters* 204, 249–263.
- Presley, T.K., Sinton, J.M., Pringle, M., 1997. Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 58, 597–616.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Soler, V., Lefevre, J.C., 2001. K/Ar dating extended into the last millennium: application to the youngest effusive episode of the Teide volcano (Spain). *Geophysical Research Letters* 28, 3067–3070.
- Quidelleur, X., Hildenbrand, A., Samper, A., 2008. Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters* 35, L02303. doi:10.1029/2007GL031849.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in Ar-40/Ar-39 dating. *Chemical Geology* 145, 117–152.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P.E., Gillot, P.Y., in press. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology*.
- Samper, A., Quidelleur, X., Komorowski, J.C., Lahitte, P., Boudon, G., 2009. Effusive history of the Grande Decouverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassinot–Gillot ages. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 187, 117–130.
- Schminke, H.U., Navarro, J.M., Sumita, M., 1999. A Giant Blast Associated with Flank Collapse of the Cañadas Volcano (Tenerife, Canary Islands), 0.18 Ma. *EUG10, Strasbourg*, p. 753.
- Sobradelo, R., Marti, J., 2010. Bayesian event tree for long-term volcanic hazard assessment: application to Teide–Pico Viejo stratovolcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 115, B05206. doi:10.1029/2009JB006566.
- Soler, V., Castro-Almazan, J.A., Vinas, R.T., Eff-Darwich, A., Sanchez-Moral, S., Hillaire-Marcel, C., Farrugia, I., Coello, J., de la Nuez, J., Martin, M.C., Quesada, M.L., Santana, E., 2004. High CO₂ levels in boreholes at El Teide volcano complex (Tenerife, Canary Islands): implications for volcanic activity monitoring. *Pure and Applied Geophysics* 161, 1519–1532.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359–362.
- Teide Group, 1997. Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 102, 20325–20342.
- Triebold, S., Kronz, A., Worner, G., 2006. Anorthite-calibrated backscattered electron profiles, trace elements, and growth textures in feldspars from the Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154, 117–130.
- Van den Bogaard, P., Schirnick, C., 2001. The Diego Hernandez Crisis: ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating of the Youngest Highly Explosive Eruption Cycle on Tenerife, EGS, Nice.
- Walker, G.P.L., 1988. 3 Hawaiian calderas — an origin through loading by shallow intrusions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 93 (B12), 14773–14784.
- Ward, S.N., 2001. Landslide tsunamis. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 106 (B6), 11201–11215.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 100 (B12), 24487–24498.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology* 63, 8–19.

SAMPLE	MgO	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	LOI
1=76A	8.22	45.10	3.73	1	2.06
2	6.29	47.25	4.4	2.5	0.46
3	5.61	49.00	4.53	1.85	1.09
4	5.43	48.20	4.33	2.73	1.12
5	4.34	50.98	5.66	1.69	2.24
7	6.44	48.20	5.22	1.47	1.1
9	5.81	48.80	5.48	1.32	0.99
10	6.52	47.43	4.9	2.36	1.47
12	6.13	49.00	5.1	1.46	0.89
14	7.35	47.30	3.15	1.63	0.16
15	9.44	42.45	2.78	1.12	1.55
17	9.56	45.60	3.77	1.71	0.28
21	7.94	47.53	3.52	1.15	1.75
23	6.08	49.33	4.94	1.5	0.84
24	7.48	47.20	3.36	1.35	0.57
28	6.82	52.60	4.4	2.36	0.31
30	11.72	46.50	2.78	0.72	0.84
31	4.7	44.90	2.82	1.31	1.57
32=76B	13.23	43.24	2.69	0.92	0.48
33	12.93	43.15	3.24	1.01	0.35
35	12.93	43.15	3.24	1.01	0.35
37	8.56	44.00	3.85	0.72	2.6
39	7.64	48.30	4.01	1.05	1.15
41	7.2	49.60	3.9	1.03	1.04
42	8.15	47.00	4.44	2.24	0.83
Go 44=76C	3.19	52.6	4.89	2.68	1.57
46	4.97	48.2	3.72	1.84	1.21
48	9.91	49.7	3.21	1.35	0.43
49	4.88	47.00	3.78	1.79	0.85
50=76D	5.3	47.65	3.99	1.81	0.88
52	8.52	48.70	4.74	2.16	1.44
55	8.82	47.05	3.7	1.12	0.97
60	9.78	44.28	3.57	1.155	0.74
61	9.31	47.00	2.52	1.09	0.75
63	7.89	47.47	3.68	1.69	0.25
65	7.87	47.65	3.49	1.74	0.39
67	8.48	50.80	2.69	1.26	0.07
69	6.63	46.00	3.91	1.03	0.1
Go 70	3.59	48.27	6.42	2.18	0.37
71	3.29	52.60	5.06	2.4	0.46
73	4.54	48.44	5.19	0.98	0.46
75	5.18	47.60	4.63	0.95	0.36
77	2.91	53.20	6.21	2.34	0.65
79	3.07	53.60	6.02	2.51	0.35
81	9.38	48.65	3.68	0.46	0.36
83	10.56	43.36	4.21	0.57	0.62
87	7.89	47.10	4.98	0.95	0.49
89	9.52	45.95	3.56	0.57	0.35
91=76E	4.04	49.66	5.53	2.49	0.19
93	6.64	45.00	3.4	1.01	0.11
Go 94	6.81	42.59	4	1.66	0.01
95=76F	0.57	58.30	8.04	5.81	0.9
96	0.53	61.45	8.11	5.43	0.25
98	0.56	58.20	8.1	5.95	1.07
99	0.49	63.10	7.64	5.41	0.59
100	0.51	62.25	7.45	5.25	1.07

Supplementary data: Concentration in MgO, SiO₂, Na₂O, K₂O and loss on ignition (LOI) for successive lava flows sampled in LGG.

Article 2: Recent large landslides on Tenerife (Canary Islands): timing, recurrence and propagation of slope instability

Recent large landslides on Tenerife (Canary Islands): timing, recurrence and
propagation of slope instability

T. Boulesteix* (1,2), A. Hildenbrand (1,2), V. Soler (3), P-Y. Gillot (1,2)

(1) Univ Paris-Sud, Laboratoire IDES, UMR8148, Orsay, F-91405;

(2) CNRS, Orsay, F-91405.

(3) Instituto de Productos Naturales y Agrobiologia

Estacion Volcanologica de las Canarias (CSIC)

38080 – La Laguna, Tenerife, SPAIN

**corresponding author:* thomas.boulesteix@u-psud.fr

ABSTRACT

Giant landslides on volcanic islands can generate large debris-avalanches and trigger destructive tsunamis. The island of Tenerife in the Canary archipelago (Atlantic Ocean) has faced at least 6 major episodes of lateral destabilization during its geological evolution; three of them occurred during the last 1 Myr. The timing, recurrence, and mechanisms of these events are crucial for risk assessment, but remain poorly documented. We present here new ages determined on targeted volcanic samples, which constrain the age of the Guímar, La Orotava, and Icod landslides at about 840 ka, 525 ka and 175 ka, respectively. Moreover, the new ages show that these catastrophic events were immediately followed by rapid volcanic construction within each depression. We propose a new model where such volcanic load increases the normal stress on the basal plane of the landslide depression and inhibits subsequent sliding. Consequently, slope instability is shifted laterally, leading to the rupture of an adjacent part of the island flank rather than re-activating a pre-existing structure. This mechanism could explain the westward propagation of the destabilization episodes along the main NE-SW rift zone of the island with a temporal recurrence of about 300 kyr.

keywords: giant landslides, flank instability, timing/recurrence, volcanic ocean islands, Tenerife

Introduction

Volcanic oceanic islands are among the highest and most unstable reliefs on Earth. Their geological evolution generally includes major destabilization episodes in the form of giant sector collapses, which can generate large debris avalanches and trigger destructive tsunamis (Moore et al. 1989; McMurtry et al. 2004).

The Canary archipelago in the Atlantic Ocean comprises seven volcanic islands developed offshore Morocco (Figure 1), in an area where the African plate is quasi-stationary. Most of them have been active during the last 2 Myr and were affected by major flank failure events. About twenty large-scale landslides have been reported in the archipelago from on-land and off-shore geological and geophysical studies (e.g., Krastel et al., 2001).

Tenerife, the largest island, has faced at least 6 episodes of flank failure throughout its 12 Myr long sub-aerial activity (Watts and Masson 2001). Four of them (the Micheque, Guïmar, La Orotava and Icod landslides; Figure 1) have been described within the last Myr (Carracedo et al., 2010), but their age, extension and link to volcanic construction remain unclear. Based on new field data and unspiked K/Ar ages, we show that the Micheque massif is stable and we constrain the timing of the last 3 recent flank collapse events. Finally, we propose a mechanism for the observed lateral propagation of slope instability, which has significant implications for risk assessment on such unstable volcanic islands.

New constraints on the age of the Guïmar, La Orotava and Icod landslides

The three sector collapses cut the northern and eastern slopes of the Las Canadas volcano (LCV), a main polygenetic edifice built over the eroded remnants of the old shield volcanoes from the NW, the NE and the S sectors of Tenerife (Ancochea et al. 1990) (Figure 1). Flank failures occurred on both sides of a main NE-SW trending rift zone, the Cordillera Dorsal (CD) (Figure 2), which has concentrated most of the basaltic activity throughout the last Myr (Ancochea et al. 1990; Carracedo et al. 2007, 2011). The on-land extension of the landslides is partly visible as prominent arcuate scars, which have been partly buried by subsequent volcanic activity (Figure 1).

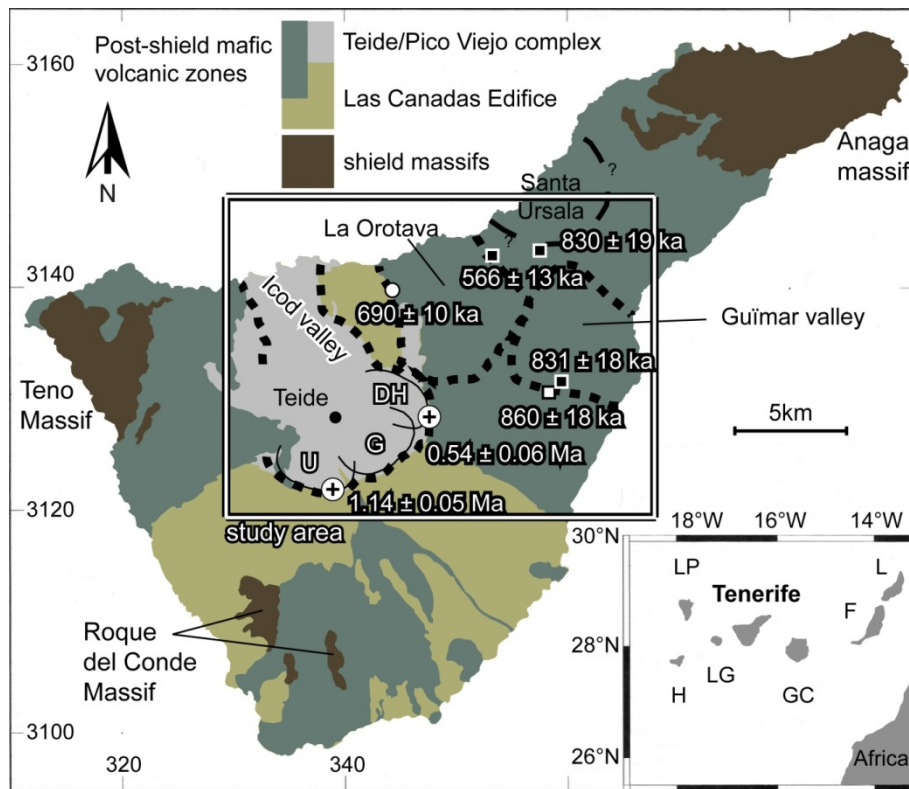


Figure 1: Simplified geological map of Tenerife showing the main edifices of the island, after Abalay and Martí (2000), modified. Previous ages of Ancochea et al. (1990), Cantagrel et al. (1999) and Carracedo et al. (2011) are reported with circled crosses, circle, and squares, respectively. The white squares stand for samples of the pre-landslides units, while the black squares stand for the landslide scar filling units. The names and limits of the 3 main inferred calderas are from Martí et al. (1997): U: Ucanca, G: Guajara and DH: Diego Hernandez. Dashed lines stand for the limits of the landslide scars. The black and white frame shows the extension of Figure 2. Map of the archipelago in inset; L: Lanzarote, F: Fuerteventura, GC: Gran Canaria, LG: La Gomera, LP: La Palma, H: El Hierro. Coordinates in kilometers from the Spanish national grid (UTM).

Several direct or indirect methods have been applied to estimate the age of such events, e.g., from the thickness of the sediments overlying their submarine deposits (Watts and Masson 1995), or from oxygen isotopes on planktonic foraminifera entrained in the landslide products (McMurtry et al. 1999). The best way to bracket the age of such destabilization episodes is to date the youngest lava flows from the succession affected by the collapse structures and the oldest accessible lava flows from the post-collapse activity. Precise geochronology is required for that purpose. The K/Ar Cassinot-Gillot technique (Gillot and Cornette 1986) is particularly appropriate, since it allows the precise determination of small amounts of radiogenic argon ($^{40}\text{Ar}^*$) accumulated in such young volcanic samples. It has been extended to the last millennium with an uncertainty of only a few centuries in the case of high-K lavas (Quidelleur et al. 2001). This technique has also been shown especially suitable to constrain the timing of large flank failures on other volcanic islands in

various geodynamic contexts (Gillot et al. 1994; Hildenbrand et al. 2004; Samper et al. 2007).

After careful examination of thin sections, heavy liquids and magnetic separation were used to extract unaltered and homogenous fraction of the groundmass and/or K-bearing minerals, and to remove unsuitable large mafic phenocrysts, which may carry excess-argon. The new K/Ar ages obtained on such fresh-separated phases are presented in Table 1 and shown on Figure 2. Full details on the analytical procedure is given elsewhere (Gillot et al. 2006). All uncertainties herein are quoted at the 1σ level.

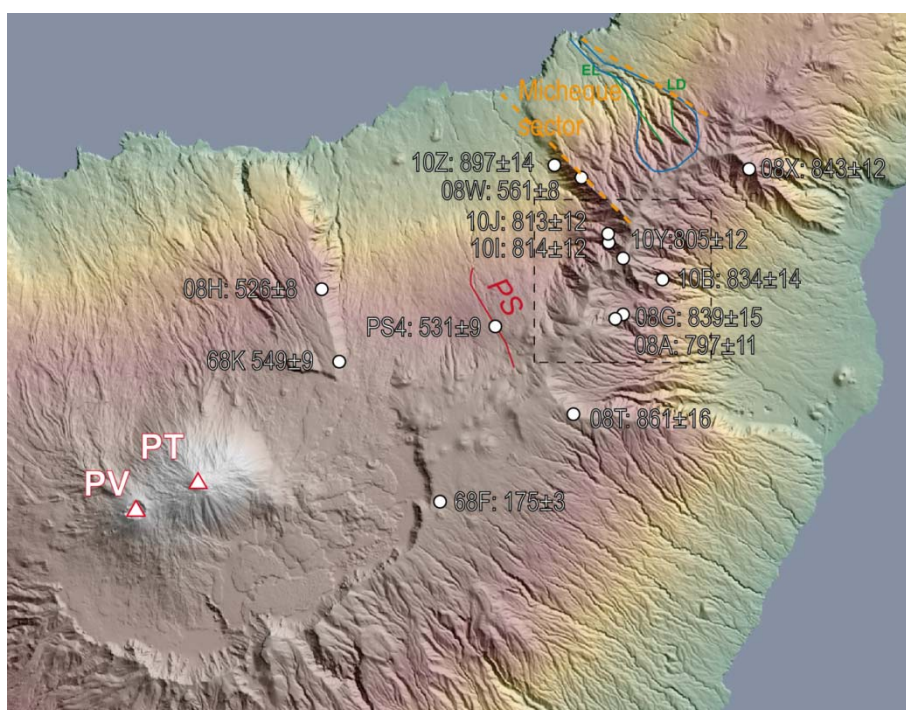


Figure 2: Shaded relief map of the central part of Tenerife showing the samples dated in this work (ages in ka). The dashed squares represent the extent of figure 3. The red line is the trace of the Pino Soler gallery from which sample PS4 is extracted. Orange dashed lines delimitate the Micheque sector. The thin blue line highlights the outline of the convergent hydrographic catchment in the Micheque sector within which the El Loro (EL) and Los Dornajos (LD) galleries are dug. PT: Pico Teide; PV: Pico Viejo.

Guïmar landslide

We constrain the maximum age for the Guïmar landslide from two lava flows sampled among the topmost lava flows of the pre-collapse succession exposed on the northern and southern lateral walls of the Guïmar valley (fig.2). The ages of 843 ± 12 ka (TNF08X) and 861 ± 16 ka (TNF08T) obtained on these two samples are consistent and similar to the value of 860 ± 18 ka obtained on a basaltic flow sampled from the southern wall (Carracedo et al. 2011).

Landslide	Sample	Locality and description UTM coordinates (N/E)	phase	K (wt, %)	40Ar* (%)	40Ar* (1012 at g-1)	Age (ka)	un. (ka)
Micheque	TNF10Z	La Orotava E wall (base) 353.2/3.141.8	gdm.	1.132	15.9	1.06250	893	14
			gdm.		16.9	1.07164	900	14
						mean	897	14
Guimar	TNF08T	Guimar S wall (top) 353.7 / 3.131.5	gdm.	1.185	10.2	1.07549	869	15
			gdm.		7.6	1.05392	851	16
						mean	861	16
	TNF08Z	Guimar N wall 50 flows under top 359.9/3.141.5	gdm.	2.358	27.5	2.09506	850	12
			gdm.		29.2	2.09245	849	12
						mean	850	12
	TNF08X	Guimar N wall (top) 361.4 / 3.141.1	gdm.	2.066	22.3	1.82197	844	13
			gdm.		23.0	1.81920	843	12
						mean	843	12
	TNF08G	Cho Marcial volcano (base) 356.3 / 3.135.3	gdm.	2.286	8.4	2.05839	862	16
			gdm.		12.5	1.97140	825	13
			f.pl.	0.409	9.3	0.35699	835	15
						mean	839	15
	TNF10B	Cho Marcial volcano (base) 357.8/3.136.7	gdm.	1.392	18.2	1.20829	831	13
			gdm.		19.2	1.21739	837	13
						mean	834	13
	TNF10I	Cho Marcial Volcano (overspill to. N) 355.4/3.137.9	gdm.	1.791	33.2	1.50265	803	12
					36.4	1.54254	824	12
						mean	814	12
	TNF10J	Ayosa serie : Roque Gordo 355.3/3.138.6	gdm.	2.436	40.9	2.06571	812	12
					36.9	2.07147	814	12
						mean	813	12
	TNF10Y	Mtña Ayosa	gdm.	2.074	30.0	1.73009	798	12
					31.6	1.75807	811	12
						mean	805	12
	TNF08A	Cho Marcial volcano (top) 355.8 / 3.135.1	gdm.	2.304	26.4	1.94065	806	12
			gdm.		32.0	1.90044	790	11
						mean	797	12
La Orotava	TNF08W	La Orotava E wall (base) 354.3 / 3.141.0	gdm.	1.814	20.4	1.06803	564	8
			gdm.		19.9	1.05707	558	8
						mean	561	8
	68K	Orotava SW wall (top. El Cabezón) 344.4 / 3.133.9	gdm.	1.370	13.5	0.77495	541	9
			gdm.		13.9	0.79718	557	9
						mean		
	TNF08H	Orotava W wall (top) 343.9 / 3.136.3	gdm.	1.938	23.3	1.06789	527	8
			gdm.		20.0	1.06026	524	8
						mean	526	8
	PS4	Pino Soler gallery (2600 m)	gdm.	1.641	9.9	0.91279	532	9
			gdm.		9.4	0.90668	529	9
						mean	531	9

Table 1: New K/Ar determinations acquired with the unspiked Cassinot-Gillot technique (e.g. Cassinot and Gillot, 1982) on fresh-separated groundmass (gdm.) and plagioclase feldspars (f.pl.; sample TNF08G). The decay constants and isotopic ratios of Steiger and Jäger (1977) have been used. Potassium has been measured by flame photometry and determined by comparison with standards BCR-2 and MDO-G (Gillot et al., 1992). Measurements were achieved at least twice in order to obtain a reproducible value within 1%. Two independent argon measurements have been achieved on each sample using a mass spectrometer identical to the one described by Gillot and Cornette (1986). Mean ages are obtained by weighting by the amount of radiogenic argon. The uncertainties are reported at the 1 σ level. 40Ar* is the radiogenic argon content, in % and in atoms/gram (at/g); Un.: uncertainty.

The landslide structure has been partly buried by a prominent volcanic edifice, locally known as the Cho Marcial volcano (CMV; fig. 2 and 3) (Navarro 2004). A significant part of the CMV succession has been exposed by recent deep erosion. The lowermost accessible flows from this lava pile have been sampled (sample TNF08G and TNF10B) west of the town of Arafo. Independent argon analyses on groundmass and plagioclase separates of sample TNF08G yielded a mean age of 839 ± 15 ka perfectly consistent with the determination of 834 ± 13 ka for sample TNF10B. The topmost lava flow sampled on the upper slope of the CM edifice (sample TNF08A) gives a coherent younger age of 797 ± 12 ka.

The Guïmar landslide thus occurred between 843 ± 12 ka and 839 ± 15 ka and has been followed by the rapid construction of the CMV within the landslide scar in less than 70 kyr.

Our determinations for the CMV (Table 1, fig. 2 and 3) are compatible with the age of Carracedo et al. (2011) for their sample JCD-520, 818 ± 18 ka (fig. 3). This sample belongs to the northern pile of the CMV which overflowed the rim of the Guïmar valley to emplace within the present La Orotava valley. This lava pile exhibits strong dips towards the N, contrasting with the almost flatly dipping succession which constitutes the back wall of the Guïmar scarp (Fig. 3) extending in the La Orotava valley to bound the northeastern part of the CMV while its western part is opened towards the La Orotava valley.

Such geometry implies that a depression already existed on the northern flank of the NERZ at the time of the Guïmar collapse. However, the La Orotava landslide is dated between 690 ± 10 ka (Ibarrola et al., 1993) and 566 ± 13 ka (Carracedo et al., 2011), well after the construction of the CMV. An older landslide, termed Micheque, would have cut the northern flank of the NERZ at least 830 ± 19 kyr ago (Carracedo et al., 2011). According to these authors, strong evidences can be drawn for the Micheque collapse from stratigraphic and geochronologic evidences which arise from the existence of a breccia level, described as a debris avalanche deposit in two galleries and the strong accumulation rates of the overlying lava pile. According to their model, the flank collapse could have affected a 20 km long section of the rift zone, partly overlapping the present La Orotava valley. Such event could be compatible with the emplacement of the CMV in the landslide scar. However, the

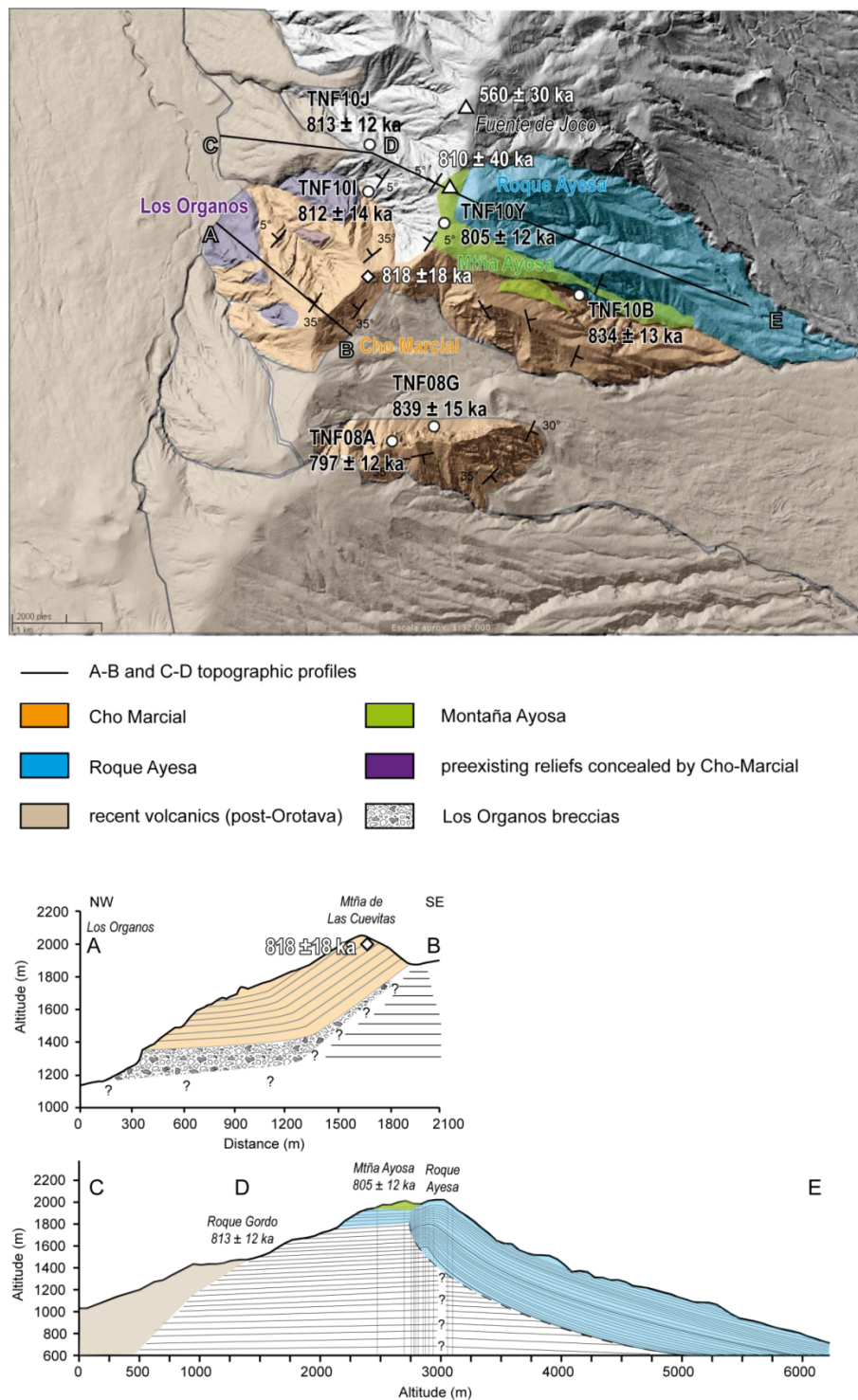


Figure 3: Geological map of the Cho Marcial Volcano zone, displaying all the ages available. The diamond corresponds to the sample JCD-576 of Carracedo et al. (2011). The triangles are ages of Ancochea et al. (1990). The direction and value of the dip of the formations measured on the field are reported. Synthetic cross sections across the northern flank of the CMV and the pre-landslide serie underlying the Ayosa formation are shown.

extension of this landslide remains poorly constrained and conflicts with previous descriptions and field data.

The Micheque collapse has been originally inferred from bathymetric data by Schmincke and Sumita (1998) and Ablay and Hürlimann (2000). However, this interpretation of the debris avalanche deposits apron is not commonly admitted since Masson et al. (2002) attribute to the La Orotava landslide the debris lobe which has been interpreted as the deposit of the Micheque collapse. Nevertheless, the bathymetric data clearly shows an East-facing reentrant scarp, north of the Santa Ursula wall (see Fig. 13A in Carracedo et al., 2011). This bathymetric feature is prolonged onland by a clear textural limit between the smooth slopes of the easternmost part of the north flank of the NERZ and the dense convergent drainage network of the Montaña Micheque zone (see fig.5 of Ablay and Hürlimann, 2000).

This massif, delimited by the Santa Ursula scarp to the west, creates a small bathymetric bulge, which seems enclosed between the La Orotava and the East Dorsal landslide chutes (Ablay and Hürlimann, 2000), as the Tigaiga massif, a stable sector between La Orotava and the Icod landslide valleys. This particular geometry is supported by the sub-horizontal dip of the volcanic succession exposed in the Santa Ursula scarp (Delcamp et al., 2010), similar to the Tigaiga wall, which constitutes the western limit of the La Orotava valley, but incompatible with the strong dips of the scar filling units such as the CMV in Guïmar.

Moreover, our sample TNF10Z, in the lower part of the Santa Ursula scarp, topographically over the breccias outcrop described by Carracedo et al. (2011) and interpreted as the Micheque debris avalanche deposits, yielded an age of 897 ± 14 ka, incompatible, even at the 2σ level, with the minimum age for the Micheque collapse (Carracedo et al., 2011). Nevertheless, this age is fully compatible with the age of 929 ± 20 ka obtained on the sample JCD-576 of Carracedo et al. (2011), in a similar stratigraphic position in the North wall of the Guïmar valley.

This result implies that (1) the apparent geochronological difference between both flanks of the NERZ was an artifact due to a lack in the sampling (2) the intense volcanic activity filling the Micheque landslide scar described by Carracedo et al. (2011) is either older than they previously described, or, most probably, when considering the dips of the lava flows in the Santa Ursula scarp, restricted to a smaller area.

All these lines of evidences cast strong doubts on the geometry of the Micheque collapse as described by Carracedo et al. (2011), which cannot have reached an extension beyond the present position of the Santa Ursula scarp. The geometry proposed by Ablay and Hürlimann (2000) appears in better agreement with the various types of constrains available.

In such conditions, the dip of the northern flank of the CMV within the La Orotava valley can only be explained by the existence of a paleo-valley with a wide amphitheater-shaped head in which the CMV overspilled. This is further supported by the occurrence of a thick breccia sequence, locally known as Los Organos, underlying this volcanic succession. This breccias sequence has been described by Ablay and Hürlimann (2000) and interpreted as screes and small-scale mass wasting events. We emphasize on this interpretation in the light of our new elements of chrono-stratigraphy and propose that this breccias sequence could correspond to the accumulation of the products of the retrogressive erosion of the valley walls.

A cross section through the northern flank of the CMV, reaching the axis of the rift zone would produce a stratigraphic sequence successively crossing the thick lavic sequence several hundreds of meters in thickness of the CMV, a breccias layer and finally, the ancient core of the rift zone (cross section A-B in fig. 3). Such configuration is closely similar to that described in the Los Dornajos gallery (Carracedo et al., 2011). This is particularly true since both volcanic successions are emplaced at the same period within uncertainties. Moreover, the galleries explored by the authors are located within the convergent drainage network of the Micheque zone. Such morphology could be the result of the almost complete filling of an ancient wide catchment by subsequent volcanic activity. In such circumstances, the breccias level, described in the deepest part of the Los Dornajos and the El Loro galleries, would rather correspond to the products of the regressive erosion process which carved the valley.

Furthermore, as cliff regression occurs frequently through small scale mass wastings, their deposits exhibit facies which closely resemble to debris avalanche deposits (Bret et al., 2003; Salvany et al., 2011). In La Reunion Island, large outcrops of such deposits, unless located at the foot of several hundred meters cliffs, could apparently have been misinterpreted in favour of large landslides (Salvany et al., 2011). In the case of Tenerife, the conditions of observations in the galleries could

have led to similar misinterpretations. The original interpretation of these breccias levels in the same gallery was actually in favour of an erosive discordance (Carracedo, 1979).

Moreover, the interpretation of thick matrix-bearing breccia levels in the source regions as debris avalanches deposits, is conflicting with the known dynamics of such high mobility mass flows. Indeed, the sliding mass is believed to travel as a coherent block during the earliest moments after the detachment occurred and to disaggregate during the transport phase on the slopes of the volcano (e.g: Voight et al., 1981; Glicken et al., 1981; Shea et al., 2008). In such conditions, we clearly favour the local accumulation of small-scale mass wasting events linked to cliffs regression as the origin for the breccias described in the Los Dornajos and El Loro galleries. The local aspect of such breccias is further supported by the investigations of Bravo and Bravo (1989) in the water recovery galleries around the island, which apparently did not observe any breccia levels beyond the northern scarp of the Guïmar valley (Huertas et al., 1994).

Finally, the three different breccias levels described by Carracedo et al. (2011) cannot be correlated in a single debris avalanche deposit. Indeed, the elevation of the outcrop described in the Santa Ursula scarp (470 to 530 m a.s.l) is at least 130 m higher than the El Loro gallery (320 m) in which such level has been described at a penetration depth of more than 2500 m. As a consequence, neither this breccias level nor the eruptive sequence of the base of the Santa Ursula scarp can be correlated to the inferred Micheque collapse.

All these lines of evidence strongly contradict the model of Carracedo et al. (2011) who claim that a giant flank collapse would have carved the NW coast of the NERZ “from Tacoronte in the NE to the interior of the present-day valley of La Orotava in the SW”. From our new data and interpretations, the Micheque sector appears as a stable massif, in agreement with the off-shore morphology, and the previous descriptions (Ablay and Hürlimann, 2000). The rapid accumulation of lava flows described in this zone between 830 ± 19 ka and 808 ± 18 ka would only reflect the diversion of a part of the eruptive response to the Guïmar landslide towards the northern flank of the NERZ. A part of these products have apparently been channelized within a large paleo-valley creating a rapid but local accumulation, similar to the one observed further west, at the northern flank of the CMV.

La Orotava landslide

The accumulation of lava in the Santa Ursula sector pursued until 561 ± 8 ka, an age measured on the third lava flow under the top of this section (TNF08W). This age is equivalent to the age of 566 ± 13 ka, obtained by Carracedo et al. (2011) on a lava flow (JCD-324) which cascaded down the Santa Ursula scarp, which lead these authors to propose that the La Orotava landslide occurred before this last flow. This observation is consistent with the incursion of Fuente de Joco products within another wide amphitheater shaped catchment carving the wedge between the Santa Ursula wall and the NERZ scarp. The Fuente de Joco summit has been dated at 560 ± 30 ka by Ancochea et al. (1990). The southern wall of this catchment is parallel to the Santa Ursula scarp, defining an outlet in this direction, which communicates with the drainage system of the valley partially invaded by the CMV. We infer that the JCD-324 lava flow entered this drainage instead of the La Orotava valley and thus cannot reflect a minimum age for this landslide episode.

This is further supported by the new geochronological constrains of this study. The pre-collapse lava pile is unambiguously exposed along the western lateral wall of La Orotava valley. The topmost lava flows from this succession sampled on both sides of the scar are dated at 549 ± 9 ka, and 526 ± 8 ka (sample 68K and TNF08H, respectively). These new ages allow a major revision of the time framework of this landslide with a maximum age of 526 ± 8 ka, which is significantly younger than the age of 0.69 ± 0.1 Ma proposed earlier (Cantagrel et al. 1999). Samples 68K and TNF08H, picked out of the Tigagiga wall have NW directed dips, showing that their source was located within the La Orotava valley, probably close to its back wall, and suggesting that at least the western part of La Orotava didn't fail until 526 ± 8 ka.

This age is perfectly consistent within uncertainties with the determination of 531 ± 9 ka obtained on a sample from the early La Orotava Valley fill-in succession, retrieved in the Pino Soler gallery. This sample, picked up at 2600 m in penetration depth, gives a new strong minimum age for the landslide which is now constrained between 526 ± 8 ka and 531 ± 9 ka.

Our new results on the pre-collapse volcanic succession additionally show that significant eruptions have been constrained between 561 ± 8 ka and 526 ± 8 ka over a large area along the CD prior to destabilization. Hence, La Orotava flank collapse

has occurred after a period of protracted and apparently great volcanic activity between 526 ± 8 ka and 531 ± 9 ka.

Icod landslide

The most recent flank failure event on Tenerife opened the Icod valley 175 ± 3 kyr ago (Boulesteix et al., 2012). Volcanic activity resumed almost immediately after the collapse with high construction rates (up to $8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ during the first 10 kyr; Boulesteix et al., 2012). Since then, the still active Teide / Pico Viejo (T/PV) volcanic complex has grown within the collapse structure.

Mechanisms and propagation of slope instability – implications for risk assessment

Several factors favouring slope instability on volcanic islands have been proposed during the last 30 years, e.g., structural control by triple-armed rift zones (Carracedo 1994), vertical caldera collapses (Marti et al. 1997), or dyke intrusions along rift zones (Elsworth and Day 1997), which may cause significant earthquakes and ground-deformation during major episodes of magma upwelling (Lipman et al., 1988).

Recently, Quaternary paleoclimatic changes have been proposed as an additional factor. Such influence has been inferred from dating of large landslides on volcanic islands globally distributed worldwide, and their occurrence at the transition between glacial and interglacial stages, when the climate rapidly became warmer and wetter and the sea level rose abruptly at the global scale (McMurtry et al., 2004; Quidelleur et al., 2008).

Our ages dataset for the last 3 large landslides on Tenerife brings some new elements to such correlation (fig.4). The Guïmar event is bracketed here between 843 ± 12 ka and 839 ± 15 ka, i.e. close to the glacial to inter-glacial transition from isotopic stages 22 to 21. The La Orotava event took place between 526 ± 8 ka and 531 ± 9 ka, during the transition from isotopic stage 16 to 15. These new occurrences of landslides during transitions from glacial to inter-glacial stages strengthen the correlation described by (Quidelleur et al., 2008). The coeval character of the La Orotava and the Cumbre Nueva landslide, on the neighbouring island of La Palma, suggests that they could share a common cause.

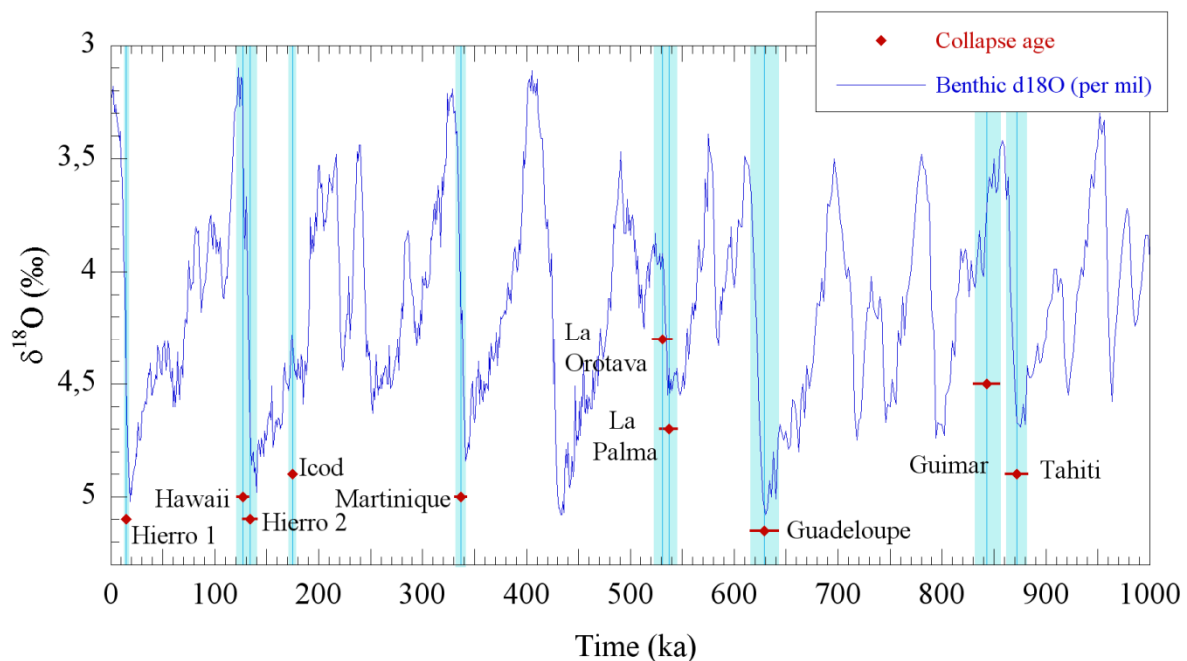


Figure 4: Correlation of the ages of well-dated oceanic island flank collapses including the three last landslides on Tenerife (red diamond) compared with Quaternary climatic changes as shown by a stack of 57 globally distributed $\delta^{18}\text{O}$ records [Lisiecki and Raymo, 2005] (deep blue continuous curve), as in Quidelleur et al. (2008). Analytical age uncertainties (1s) are shown with light blue areas.

The deep incision of the pre- La Orotava collapse successions by erosion in Tenerife, especially along the Santa Ursula scarp, could have been amplified by the low-stand of the sea-level during the glacial isotopic stage 16. Such discontinuity could have favoured the detachment of the sector with the return of sea-level high stands, at the transition from glacial to inter-glacial stages as suggested by Quidelleur et al. (2008). However, various processes, acting at a regional scale could have favoured instability in Canary Islands at that time.

This is the case for the most recent flank collapse as well. Our new age confirms that the Icod landslide is an outlier to this scheme since it occurred at the beginning of a glacial period (Quidelleur et al. 2008). However, this collapse episode mostly affects the subaerial part of the LCV edifice (Navarro et al., 1989; Navarro, 2004; Carracedo et al., 2007, Marquez et al., 2008; Boulesteix et al., 2012) and is thus unlikely to have been strongly influenced by eustatic variations. This suggests that recurrent slope instability on Tenerife has not been solely influenced by global climate changes and therefore has been partly controlled by volcano-tectonic processes.

Vertical caldera collapses at the Guajara and Diego Hernandez calderas (Fig.1) have been proposed as a precursor for the La Orotava and Icod large flank failures (e.g., Marti et al. 1997). This hypothesis relies on the coherence of the available ages

of ignimbritic eruptions presumably associated with vertical caldera collapse episodes and the inferred timing of the landslides (Ancochea et al. 1990). The new age data presented here do not support this model.

The Granadilla ignimbrite, which is the last pyroclastic event of the Guajara cycle, was dated at 600 ± 9 ka (Brown et al., 2003). We show here that the Orotava landslide occurred at ca. 530 ka, i.e., more than 60 kyr following the last episode of vertical collapse inferred at the Guajara caldera, which rules out any causal relationship. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages ranging between 169 ± 1 ka (Brown et al. 2003) and 196 ± 6 ka (Edgar et al. 2007), as well as an (U-Th)/He age of 194 ± 16 ka (Edgar et al. 2007), have been previously reported for El Abrigo ignimbrite, the last eruption of the Diego Hernandez cycle. Boulesteix et al. (2012) dated some proximal phonolitic blocks impacted in the summital deposits of the Diego Hernandez formation, presumably associated with the El Abrigo ignimbrite, and showed that the Icod collapse most likely occurred at 175 ± 3 ka. They infer that such deposits are an immediate consequence of the Icod landslide, which induced the sudden development of a large eruptive column, such as observed on Mt St Helens in 1980, without necessarily implying the creation a sub-circular calderic depression. All together, the available information suggest that recent landslides on Tenerife were not associated with sub-circular vertical collapse processes.

Such instabilities do not seem to have been triggered either by the development of successive tripled-armed rift zones, since coeval magma extraction along three preferential directions separated by an angle of 120° is not clear, and certainly not evident in the vicinity of the Guïmar and La Orotava landslides. In contrast, our new data suggest a close link between repeated magma injection along the NE-SW axis of the CD rift zone and repeated flank destabilization over the last Myr (Elsworth and Voight, 1995; Elsworth and Day, 1997).

The three large landslides occurred on each side of this main lineage as individual events separated in time by about 300 kyr, in overall agreement with the existence of independent debris lobes covered by sedimentary units with contrasted thicknesses on the submarine slopes of the island (Watts and Masson 1995; Watts and Masson 2001). Each failure has been followed by rapid and probably intense volcanic activity yielding the construction of a prominent eruptive complex within the scarp such as

the CMV in the case of the Guïmar landslide and the T/PV in the case of the Icod landslide.

It is striking to note that the successive failures jumped laterally to the west but apparently did not interact significantly with respect to each other. The main body of the Guïmar landslide scar, for instance, did not experience significant reactivation during the later large flank collapse events. Similarly, the Orotava and Icod failures developed very close to each other, but show little geometrical connection.

Such observations, together with our new temporal constraints, allow us to propose a new model for the propagation of slope instability on volcanic islands, where the effects of a given flank collapse control the potential localization of subsequent destabilization. In this scheme, instantaneous removal of a flank of the island first induces sudden decompression favouring the lateral extrusion of magmas within the collapse structure (Manconi et al., 2009), as observed here on Tenerife and on many other islands, e.g., Reunion Island in the Indian Ocean (Gillot et al. 1994), Hawaii (Lipman et al. 1990) and Tahiti (Hildenbrand et al. 2004, 2006) in the Pacific. Such eruptions fill the landslide embayment during a few tens of kyr and form a thick cap precluding further magma ascent towards the surface. Subsequent extrusion is then concentrated along existing major vertical structural discontinuities, i.e., the main rift zone, the headwall and eventually the lateral rims of the scar (Hildenbrand et al. 2004; Kervyn et al. 2009). Such structurally controlled vertical magma upwelling feeds eruptions at the surface, as observed along the CD, and produce lava flows which may additionally cascade within the depression, increasing the volcanic load. After a period of a few hundred of kyr, i.e., about 300 kyr in the case of Tenerife, a cumulative volcanic succession of several hundred meters adds a significant normal stress onto the basal plane of the landslide structure precluding subsequent potential slipping. Repeated magma intrusions along the main rift zone then preferentially yield the rupture of an adjacent sector of the island rather than reactivate the main part of the existing landslide failure.

A similar mechanism can be extrapolated to the case of earlier landslides on Tenerife such as the older North-directed event termed the “Santa Ursula” or “East Dorsal” landslide, such as recognized east of La Orotava by Ablay and Hurlimann (2000) and Navarro (2004). Though the subsequent landslides of Guïmar and La Orotava developed close to the rims of this failure, its main structure has apparently

not been reactivated, insulating the Miquele Massif, in the same way as the La Orotava and the Icod collapse did for the Tigaiga Massif.

The schematic model presented here supports and complements previous works depicting how the effects of edifice load modify the stress field and divert upward dyke propagation (e.g., Pinel and Jaupart, 2000; Kervyn et al., 2009). It satisfactorily accounts for the first-order relationships between volcanic construction and destabilization events along the main NE-SW rift-zone of Tenerife throughout the last Myr, and provides an original view on the conditions of lateral propagation of recurrent large flank instabilities. It may also be relevant for the neighbouring island of La Palma, where distinct episodes of flank rupture separated by significant volcanic construction have been reported along a main still active N-S rift zone (e.g., Masson et al., 2002; Hildenbrand et al., 2003), and could partly explain the development of successive flank failures on other elongated volcanic edifices, e.g., in French Polynesia (Clouard and Bonneville 2004) or along the Hawaiian Ridge (Moore et al. 1989). In the latter cases, however, the precise extent, timing and recurrence of most events remain insufficiently constrained to reach a clear conclusion.

Our model does not exclude the possibility of repeated landslides within a same geographical area, especially once a large edifice such as the CMV or the T/PV volcanic complex has filled the landslide scar. In such a case, slope instability may preferentially affect the edifice itself through narrower and shallower scarps instead of re-using the former main deep landslide discontinuity, as observed on Reunion island (Gillot et al. 1994) and in the Caribbean (Deplus et al. 2001). Such potential secondary landslides may have a lower volume but be more frequent than giant flank sector collapse events, which has significant implications for risk assessment and hazard planning on such unstable flanks.

Acknowledgements

We acknowledge Medio Ambiente for authorizing access and sampling of the different parts of Tenerife. This is LGMT contribution XXX.

References

Ablay G, Hurlimann M (2000), Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103(1-4), 135-159.

Ablay GJ, Marti J (2000) Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. In: *Multidisciplinary Workshop on the Geology and Geophysics of Tenerife*. Elsevier Science Bv, Tenerife, Spain, pp 175-208

Ancochea E, Fuster JM, Ibarrola E, Cendrero A, Coello J, Hernan F, Cantagrel JM, Jamond C (1990) Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary-Islands) in the light of new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44(3-4):231-249

Boulesteix, T., Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V., 2012. Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: New insights from the geomorphologic evolution of the Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary). *Geomorphology*, 138, 61-73.

Brown RJ, Barry TL, Branney MJ, Pringle MS, Bryan SE (2003) The Quaternary pyroclastic succession of southeast Tenerife, Canary Islands: explosive eruptions, related caldera subsidence, and sector collapse. *Geol. Mag.* 140(3):265-288

Cantagrel JM, Arnaud NO, Ancochea E, Fuster JM, Huertas MJ (1999) Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27(8):739-742

Carracedo JC (1994) The Canary Islands - an exemple of structural control on the growth of large oceanic-island volcanos. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60(3-4):225-241

Carracedo JC, Badiola ER, Guillou H, Paterne M, Scaillet S, Torrado FJP, Paris R, Fra-Paleo U, Hansen A (2007) Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119(9-10):1027-1051

Carracedo, J.C., Guillou, H., Nomade, S., Rodriguez-Badiola, E., Perez-Torrado, F.J., Rodriguez-Gonzalez, A., Paris, R., Troll, V.R., Wiesmaier, S., Delcamp, A., Fernandez-Turiel, J.L., 2010. Evolution of ocean-island rifts: The northeast rift zone

of Tenerife, Canary Islands. Geological Society of America Bulletin, 123(3-4), 562-584.

Clouard V, Bonneville A (2004) Submarine landslides in French Polynesia. In: R.Hekinian (ed) Importance of submarine landslides in French Polynesia. Springer Verlag, pp 209-238

Deplus C, Le Friant A, Boudon G, Komorowski JC, Villemant B, Harford C, Segoufin J, Cheminee JL (2001) Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. Earth Planet. Sci. Lett. 192(2):145-157

Edgar CJ, Wolff JA, Olin PH, Nichols HJ, Pittari A, Cas RAF, Reiners PW, Spell TL, Marti J (2007) The late quaternary Diego Hernandez Formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 160(1-2):59-85

Elsworth, D., Voight, B. (1995) Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. Journal of Geophysical Research-Solid Earth **100**(B4): 6005-6024.

Elsworth D, Day SJ (1997) Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. In: Workshop on Volcanism and Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. Elsevier Science Bv, La Palma, Spain, pp 323-340

Gillot PY, Cornette Y (1986) The Cassinoli technique for potassium - argon dating, precision and accuracy - examples from the late pleistocene to recent volcanics from southern Italy. Chem. Geol. 59(2-3):205-222

Gillot PY, Hildenbrand A, Lefèvre JC, Albore-Livadie C (2006) The K/Ar dating method: principle, analytical techniques and application to Holocene volcanic eruptions in southern Italy. Acta Vulcanologica 18(1-2):55-66

Gillot PY, Lefevre JC, Nativel PE (1994) Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island. Earth Planet. Sci. Lett. 122(3-4):291-302

Gillot PY, Soler V, Quidelleur X (2001) Piling rate and magmatic evolution through time of the Teide volcano (Tenerife, Canary islands). In: Geosciences EUo (ed) EUG XI meeting. Strasbourg, pp 803

Hildenbrand A, Gillot PY, Le Roy I (2004) Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.* 217(3-4):349-365

Hildenbrand A, Gillot PY, Bonneville A (2006) Offshore evidence for a huge landslide of the northern flank of Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7:12

Hildenbrand A, Gillot PY, Soler V, Lahitte P (2003) Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 210(1-2):277-289

Kervyn M, Ernst GGJ, de Vries BV, Mathieu L, Jacobs P (2009) Volcano load control on dyke propagation and vent distribution: Insights from analogue modeling. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 114

Krastel S, Schmincke HU, Jacobs CL, Rihm R, Le Bas TP, Alibes B (2001) Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 106(B3):3977-3997

Lipman PW, Normark WR, Moore JG, Wilson JB, Gutmacher CE (1988) The giant submarine Alikā debris-slide, Mauna-Loa, Hawaii. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets* 93(B5):4279-4299

Lipman PW, Rhodes JM, Dalrymple GB (1990) The Ninole basalt - implications for the structural evolution of Mauna-Loa Volcano, Hawaii. *Bull.Volcanol.* 53(1):1-19

Manconi, A., Longpre, M. A., Walter, T. R., Troll, V. R., Hansteen, T. H., (2009). The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology* 37(12): 1099-1102.

Marti J, Hurlimann M, Abley GJ, Gudmundsson A (1997) Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25(10):879-882

McMurtry GM, Herrero-Bervera E, Cremer MD, Smith JR, Resig J, Sherman C, Torresan ME (1999) Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alikā 2 giant Hawaiian submarine landslide. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94(1-4):35-58

McMurtry GM, Watts P, Fryer GJ, Smith JR, Imamura F (2004) Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology* 203(3-4):219-233

Moore JG, Clague DA, Holcomb RT, Lipman PW, Normark WR, Torresan ME (1989) Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *J.Geophys.Res-Solid Earth and Planets* 94(B12):17465-17484

Navarro JM (2004) Geologia. In: Canseco (ed) Parque Nacional del Teide. Esfagnos, Talavera de la Reina, p 292

Navarro JM, Coello J (1989) Depressions originated by landslide processes in Tenerife. In: ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote, pp 150-152

Pinel V, Jaupart C (2000) The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci.* 358(1770):1515-1532

Quidelleur X, Gillot PY, Soler V, Lefevre JC (2001) K/Ar dating extended into the last millennium: application to the youngest effusive episode of the Teide volcano (Spain). *Geophys.Res.Lett.* 28(16):3067-3070

Quidelleur X, Hildenbrand A, Samper A (2008) Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophys.Res.Lett.* 35(2):5

Samper A, Quidelleur X, Lahitte P, Mollex D (2007) Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth Planet. Sci. Lett.* 258(1-2):175-191

Steiger RH, Jäger E (1977) Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36:359-362

Watts AB, Masson DG (1995) A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 100(B12):24487-24498

Watts AB, Masson DG (2001) New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull.Volcanol.* 63(1):8-19

Interprétations complémentaires:

Cause du glissement de Guïmar.

Les données d'âges présentées dans l'article précédent apportent des informations quant à la période de construction des parois de Guïmar dont on a vu dans la partie consacrée aux données de terrain qu'elles étaient assez fortement intrudées.

Tous les dykes mesurés par Carracedo et al. (2011) dans le secteur N de Guïmar présentent une polarité inverse. Ils ont donc été intrudés avant la période Brunhes qui débute à 780 ± 3 ka. Nous contraignons la période construction de la partie supérieure de cette la paroi, dans laquelle nos dykes ont été mesurés (voir p.118-120 et Figure III.2), entre 850 ± 12 ka (échantillon TNF08Z) et 843 ± 12 ka (échantillon TNF08X). Puisqu'aucune activité plus récente n'a affecté cette zone, les dykes mesurés dans la formation pré-glissement de Guïmar sont probablement les alimentations des derniers épanchements précédant cet évènement, comme le suggèrent les nombreux niveaux stromboliens lités interstratifiés observés sur le terrain.

L'échantillon TNF08Z, situé approximativement aux deux-tiers de l'empilement, et dont l'âge est indistinguable de celui du sommet dans les barres d'erreurs, plaide pour une construction extrêmement rapide de cette portion de la NERZ. Notre échantillon se situe près de 150 mètres sous le sommet de la pile pré-glissement. Les barres d'erreur sur nos âges pour les échantillons TNF08Z et TNF08X suggèrent une période de construction maximum de 26 ka (étape 1 de la Figure III.2).

Le système de transfert des magmas vers la surface apparait clairement dans la partie la plus proximale à la RZ sous la forme de nombreux dykes orientés selon l'azimut N45 (étape 1 de la Figure III.2). Nous avons montré que cette population de dykes a produit une dilatation horizontale du flanc dans la zone d'alimentation d'au moins 3% dans la direction N135 (voir p.118-120). Cette proportion est susceptible d'augmenter de manière significative vers l'axe de la NERZ.

A l'inverse, la section de la *Cordillera Dorsal* la plus proche de Las Cañadas connaît une activité plutôt réduite durant cette période puisque la majeure partie de la

hauteur de la paroi S a été construite avant 963 ± 21 ka (Carracedo et al., 2009, 2011). La partie supérieure de la paroi, représentant environ 100 m d'accumulation a été émise entre 860 ± 18 ka (Carracedo et al., 2011) et 861 ± 16 ka (échantillon TNF08T). Les âges contraignant cette séquence se recoupent dans les barres d'erreurs et traduisent vraisemblablement une accumulation rapide rappelant l'épisode du sommet de la paroi N de Guïmar. Il semblerait donc qu'un épisode d'intense activité volcanique, accompagnée d'une forte activité intrusive ait touché toute la NERZ juste avant le glissement de flanc de Guïmar.

La quasi absence de dykes dans la paroi S le long de l'axe de la CD, opposée aux taux d'intrusion de 3 à 5 % minimum pour la partie N laissent supposer une dilatation différentielle du flanc. L'apparition de directions d'intrusion alternatives à N40 dans la partie médiane de la paroi S de Guïmar (voir p. 125-126) pourrait être un indice de l'accommodation de la déformation du flanc S de la NERZ sous l'effet de la charge et des intrusions (étape 2 de la figure III.2). Les dykes appartenant à la famille de direction N130-N160 sont des intrusions majeures, souvent épaisses de plusieurs mètres et certaines peuvent être suivies à travers toute la séquence indiquant leur caractère tardif. Cette direction est compatible avec celle de fentes de tensions apparaissant dans un couloir de cisaillement créé entre le flanc SE de *Las Cañadas* et le flanc S de la *Cordillera Dorsal*. La déformation pourrait ensuite être relayée par des systèmes de fractures conjuguées N-S/N40, créant une extension N100-110, compatible avec l'azimut de la paroi S (figure II.50). Cette fracturation a pu faciliter le détachement du flanc et donc le glissement de flanc de Guïmar (étape 3 de la figure III.2).

Nous proposons que le glissement de Guïmar soit lié à la période d'intrusion intense liée à l'activité terminale pré-glissement mise en évidence dans les parois Nord et Sud de Guïmar.

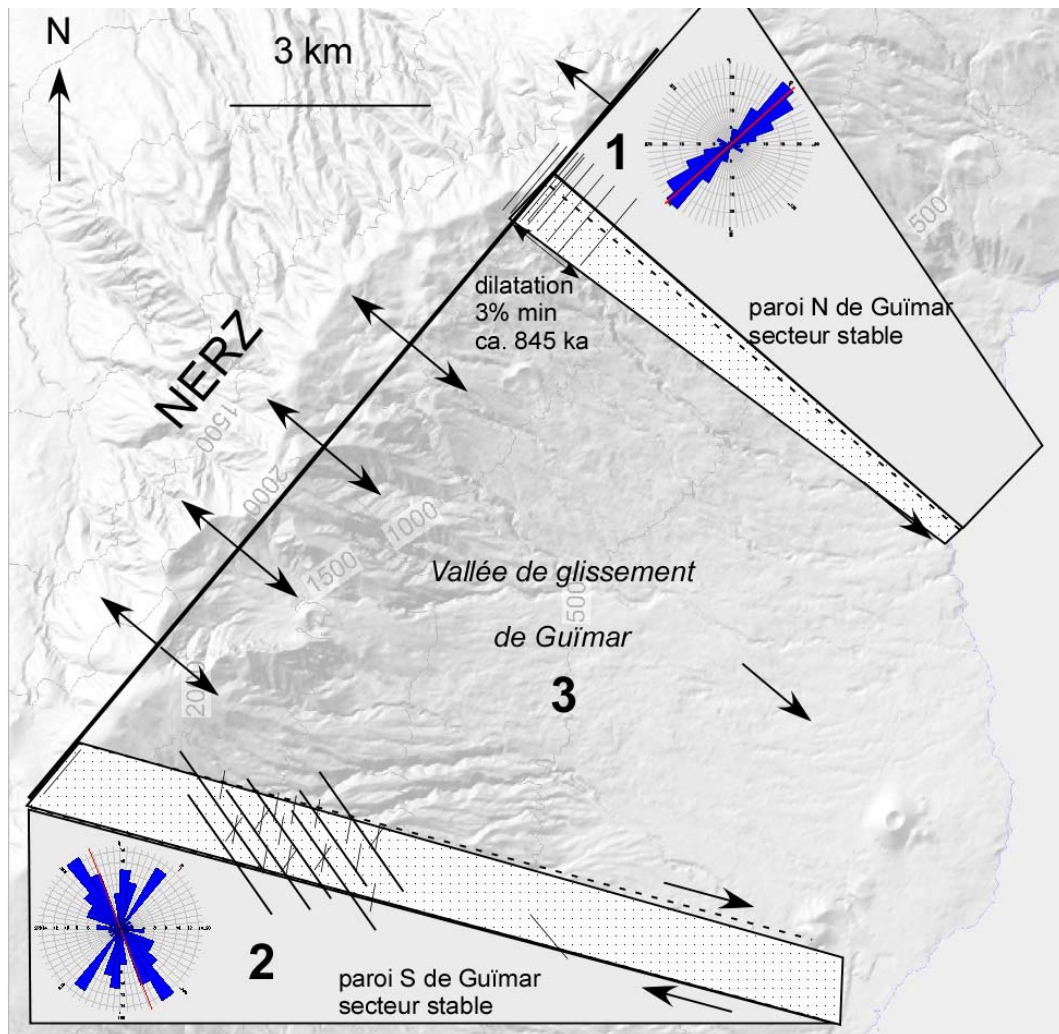


Figure III.2 : schéma structural de la vallée de Guïmar. Un ombrage de la topographie a été inséré pour faciliter la localisation. Les zones en gris correspondent au flanc de la NERZ non affectés par le glissement de Guïmar. Les zones en pointillés correspondent aux parois de la loupe de glissement. Les lignes représentées dans les parois sont une illustration de la position dykes fictifs orientés selon les directions mesurées sur le terrain.

Article 3: Time-integrated evolution of Las Cañadas Volcano and its
North East rift-zone (Tenerife, Canary Islands).

Time-integrated evolution of Las Cañadas Volcano and its North East rift-zone (Tenerife, Canary Islands).

T. Boulesteix^{1, 2}; A. Hildenbrand^{1, 2}; C. Hémond^{3,4}; M. Janin^{3,4}; V. Soler⁵; P.-Y. Gillot^{1, 2}

(1) Univ Paris-Sud, Laboratoire IDES, UMR8148, Orsay, F-91405;

(2) CNRS, Orsay, F-91405.

(3) Université Européenne de Bretagne, Brest, France.

(4) Domaines Océaniques, UMR 6538, Université de Brest, CNRS, Institut Universitaire Européen de la Mer, Plouzané, France.

(5) Instituto de Productos Naturales y Agrobiología

Estacion Volcanologica de las Canarias (CSIC)

38080 – La Laguna, Tenerife, SPAIN

Abstract

Rift zones are essential features of large ocean islands. They often develop early in the history of such volcanic edifices and partly control their evolution through the distribution of volcanic activity, development of gravitational instabilities and flank collapse.

Such structures are particularly conspicuous in Canary Islands and are among the longest-lived examples on Earth. On Tenerife, the North East Rift Zone of the Las Cañadas Volcano might have been active during the late Miocene, and then episodically until a major phase of activity during the last Myr which induced the development of three major flank collapses along its flanks, followed by intense episodes of nested volcanism.

In this contribution we focus on the relationships between the Las Cañadas Volcano and its rift zone which appears to concentrate most of the volcanic activity during the last Myr.

Our new geochemical and geochronological determinations on key localities of both systems show that the central volcano is reactivated after a cycle of (1) fast construction of the rift zone, leading to flank instability and collapse, and (2) the eruptive response to the collapse, which partially resets the shallow magma feeding systems, with a recurrence of 300 kyr.

Introduction

Rift zones have been recognized around the world in diverse geological contexts and are a classical feature of long-lived volcanic systems. They are commonly described as aggregates of eruptive fissures and contain the preferential pathways for magmatic supply through the structure of volcanic edifices (Walker, 1986, 1992, 1999). They usually consist in dense dyke swarms that cross the lavic successions to feed alignments of eruptive vents at the surface, forming topographic ridges.

They are of particular importance on Ocean Islands which are often extremely large and thick volcanoes and where they usually develop following a “Mercedes star” pattern (e.g: Carracedo et al., 1994; Walter, 2003), if not influenced by preexisting structural features of the substratum. Besides, such inherited orientations usually lead to the preferential development of one arm with respects to the other ones.

However, a few rift zones are as prominent as the North East Rift Zone (thereafter termed as NERZ) of Tenerife (Fig.1). This 40 km long, 2000 m high topographic ridge links the Las Cañadas Volcano (LCV) in the South-West to the ancient shield volcano of Anaga in the North-East. It could have been active at least over the last 7.3 Myr (Carracedo et al., 2011) of the 11.9 Myr long subaerial volcanic history of the island (Guillou et al., 2004).

Such long-lived volcanic systems are particularly unusual in ocean islands, except in Macaronesia where it has been interpreted as the result of the slow plate motion, plume dynamics and low magmatic production rates (Kluegel et al., 2009). The Canary Islands and especially Tenerife are also known for the important part of felsic products emitted partly as large ignimbrites which have been tentatively correlated to episodes of large caldera collapses (Marti, 1990; Marti et al., 1994; Bryan et al., 2002) and / or initiated by flank collapse (Marti et al., 1997; Carracedo et al., 2007; Boulesteix et al., 2012).

Flank collapses are a classic feature of the evolution of volcanic islands associated with rift zones and are thought to develop perpendicular to them as the result of the overgrowth of a volcanic pile along a dilatational discontinuity. Four of such episodes have been described on Tenerife over the last Myr (Carracedo et al.,

2011). However, some of these events remain poorly constrained and their place in the general framework of the volcano / rift zone system, although fundamental, has not yet been described.

In this contribution, we will focus on such problem of rift zone evolution using several types of data such as field relationships, ages, geochemistry and petrology.

Previous studies

Tenerife is the largest island of the Canary archipelago (Fig. 1), a volcanic chain developed in response to the slow displacement of the African plate over a wide scale mantle plume-like asthenospheric thermal anomaly (Hoernle et al., 1995). The island exhibits a peculiar sub-triangular shape resulting from a complex morphostructural evolution, including volcanic construction and repeated large landslides (Fig. 1). Although no significant subsidence or uplift has been evidenced at the island scale over the last ~ 2 Myr (eg: Carracedo, 1999; Ablay et al., 2000; Meco et al., 2007; Krochert et al., 2008), the eruptive complex is particularly unstable and has experienced at least three major flank collapse episodes within the last 1 Myr (Navarro and Coello., 1989; Ancochea et al., 1990; Teide Group 1997; Cantagrel et al., 1999; Masson et al., 2002; Carracedo et al., 2011).

These major events affected both flanks of the large North East Rift Zone (subsequently referred as NERZ) which experienced a major phase of developpement during the last 1 My (Ancochea et al., 1990; Carracedo et al., 2011). Its rapid developpement lead to the developpement of gravitational instabilities which turned into the back to back landslides of Micheque and Guïmar at c.a. 830 ka (Carracedo et al., 2011). The vigourous nested eruptive response to these landslides apparently completely concealed one of the landslide scars and propagated to adjacent sectors of the rift zone, leading to the large La Orotava collapse constrained between 690 ± 10 ka and 566 ± 13 ka (Carracedo et al., 2011). The existence of the Micheque collapse and the constraints on the ages of the collapses in Tenerife have been recently challenged by Boulesteix et al. (2012, and in prep.) and we will follow their chronological frameset.

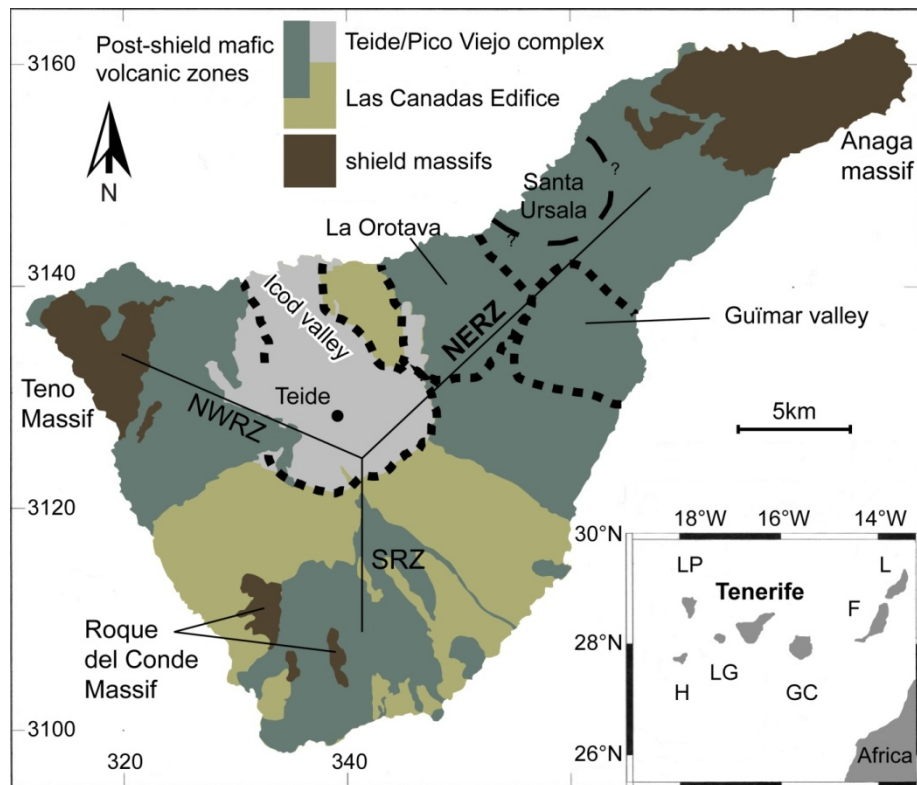


Figure 1: Simplified geological map of Tenerife showing the main edifices of the island, after Ablay and Marti (2000), modified. Dashed lines stand for the limits of the landslide scars. Map of the archipelago in inset; L: Lanzarote, F: Fuerteventura, GC: Gran Canaria, LG: La Gomera, LP: La Palma, H: El Hierro. Coordinates in kilometers from the Spanish national grid (UTM).

The large landslides disrupt the existing magma feeding systems (e.g.: Manconi et al., 2009; Stroncik et al., 2009) and often produce intense periods of nested volcanism (e.g.: Hildenbrand et al., 2004; Carracedo et al., 2007; Carracedo et al., 2011; Boulesteix et al., 2012), which apparently turns to differentiated magma compositions in Canary Islands and be a factor of petrologic variability in ocean islands (Carracedo et al., 2011).

However, this interpretation is challenged by the outstanding volumes of trachytes / phonolites emitted by the Las Cañadas Volcano (subsequently termed as LCV) in its early stages of development, though unaffected by any landslide. Moreover, the LCV is well-known for its large ignimbritic eruptions which occurred throughout the history of this complex prior to the landslide which affected its northern flank, opening the large Las Cañadas Caldera (thereafter termed LCC) and the Icod valley (Navarro and Coello, 1989; Ancochea et al., 1999; Cantagrel et al., 1999; Carracedo et al., 2007; Marquez et al., 2008; Boulesteix et al., 2012). Nevertheless, the relationships

between the NERZ and the LCV are still unaddressed and the chronology of this complex uncertain.

We propose here to assess such issues by the means of a multidisciplinary approach, using detailed field relationships and mapping, together with geochemical and geochronological data to unravel the time/space evolution of volcanic activity in Tenerife over the last 3 Ma.

Methods

K/Ar dating.

35 samples have been prepared for K/Ar dating according to their position and geological significance (Fig.2). After careful examination of thin-sections, to ensure the overall freshness of the selected samples, the rocks have been crushed and sieved in the range 125 μm – 250 μm and cleaned ultra-sonically with diluted acetic acid. Densitometric separation with heavy liquids and magnetic sorting have then been achieved to select the freshest part of the volcanic groundmass and remove any phenocrysts (olivine, pyroxene and plagioclases), which may carry inherited excess-argon. Feldspars have been extracted from the samples 68R, TNF08G and TNF08Z. Geochronological determinations have been performed on the selected grains in the IDES Laboratory at University Paris-Sud (Orsay, France). The K content was measured by flame emission-spectroscopy with 1% relative uncertainty based on replicate measurements on standards MDO-G (Gillot et al., 1992) and BCR-2. Argon isotopes were measured by mass spectrometry according to the Cassinoli-Gillot unspiked technique (Cassinoli and Gillot, 1982; Gillot and Cornette, 1986). This technique is based on the measurements of the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio from the sample and from an air pipette in strictly similar pressure conditions, allowing an accurate correction of atmospheric contamination and the detection of small amounts of radiogenic Argon, as low as 0.1%. The Cassinoli-Gillot technique is especially suitable to date young, low-K and high-Ca lavas for which the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique often bears relatively large uncertainties due to the undesirable production of ^{36}Ar and ^{37}Ar from calcium during neutronic activation of the sample in a nuclear reactor (e.g.: Gillot et al., 2006). Previous results of the unspiked K/Ar Cassinoli-Gillot technique have proved to be particularly appropriate to accurately date Holocene

centuries in the case of higher-K lavas such as the “lavas negras” on Tenerife (Quidelleur et al., 2001).

Both potassium and argon were analyzed at least twice in order to obtain a reproducible age within range of uncertainties. The technique and principles are described elsewhere (Cassignol and Gillot, 1982; Gillot and Cornette, 1986; Gillot et al., 2006). The results are presented in Table 1, where the uncertainties are quoted at the 1σ level. Decay constants of ^{40}K and K isotopic ratios of Steiger and Jaeger (1977) have been used.

Major and trace elements geochemistry

Major and trace elements including REE were determined for 13 samples by ICP-OES and ICP-MS at Activation Laboratories (Ontario, Canada) using total fusion technique (for analytical procedures see <http://www.actlabs.com>).

42 samples have been analysed for major and trace elements, 29 of which were analysed in UMR 6538 Domaines océaniques (Brest, France). Major elements were measured on a Ultima2 Jobin-Yvon ICP-OES. The description of the analytical procedure is given by Cotten et al. (1995). Trace elements were measured using a HR ICP-MS Thermo ElectronTM Element II at IUEM (European Institute for Marine Studies, Brest, France). The detailed analytical procedure is given by Barrat et al. (1996, 2001, 2007).

The results are presented in Table 2. A complete comparison of the analytical performance and data sets are given as supplementary material.

Results

New geochronological data for the LCV

The oldest sample dated for Las Cañadas Volcano comes from the La Angostura wall in the southern part of the caldera. Sample TNF10AC is a thick trachytic lava flow lying just over the caldera floor level. It has been dated at 2.87 ± 0.04 Ma (Table 1, Fig.3), in agreement with a previous determination for the trachytic unit of La Angostura (Ancochea et al., 1995, 1999).

Table 1:

Sample	Texture	Phenocrysts	TAS	L.O.I (%)	Locality and description UTM coordinates (N/E)	phase	K (wt. %)	40Ar* (%)	40Ar* (1012 at g-1)	Age (ka)	un. (ka)
TV118	microlithic		-	-	NERZ: Cueva de Colmenas gallery	gdm.	1.297	30.6 24.4	4.04960 3.94635 mean	2987 2911 2953	43 43 43
TNF10AC	trachytic	ne.+pl.	trachyte	1.94	LCC: low in La Angostura trachytic unit 346.0/3.125.0	gdm.	3.916	53.3 58.5	11.77282 11.72602 mean	2876 2864 2870	41 41 41
TNF10L	trachytic vesicular	px.+pl.	mugearite	2.11	LCC: Boca de Tauce 334.7/3.121.6	gdm.	2.287	55.4 47.0	5.63916 5.61804 mean	2359 2350 2355	34 34 34
TNF10U	trachytic	pl.	trachyte	0.47	LCC: El Cedro 333.5/3.123.1	gdm.	4.129	70.9 73.0	10.25095 10.16463 mean	2375 2355 2365	34 35 34
TNF08N	trachytic fluidal	px.+pl.	benmoreite	2.21	lowest part of Tigaiga 344.5/3.138.5	gdm.	2.462	55.0 49.9	4.77449 4.78483 mean	1856 1860 1858	26 27 27
73F	fluidal	ne.+pl.	-	-	Villaflor ignimbrite	gdm.	4.569	18.0 49.9	7.00096 7.11619 mean	1466 1491 1484	24 22 22
68R	trachytic	f-K+pl.	-	-	intrusion low in Ucanca wall	F-K	4.972	14.5 15.2	7.53434 7.51767 mean	1450 1447 1449	23 23 23
PS3	microlithic porphyritic	ol.+px	basanite/picrite	0.54	NERZ: Pino Soler gallery (4450m) 351.7/3.133.2	gdm.	0.950	8.4 6.9	1.35416 1.35884 mean	1364 1369 1366	25 28 26
TNF10F	microlithic porphyritic	ol.+px	hawaiite	0.03	NERZ: low in Guimar S wall 356.5/3.131.5	gdm.	1.874	34.6 39.4	2.03145 2.01916 mean	1038 1031 1034	15 15 15
TNF08K	microlithic porphyritic	px.+pl.	hawaiite	0.66	Tigaiga lower part 3.136.8	gdm.	2.059	42.5 44.0	2.15371 2.17213 mean	1001 1010 1006	14 14 14
TNF10Z	microlithic porphyritic	ol.+px	basanite	-0.39	La Orotava E wall (base) 353.2/3.141.8	gdm.	1.132	15.9 16.9	1.00250 1.07164 mean	893 900 897	14 14 14
TNF08T	microlithic porphyritic	ol.+px	basanite	-0.53	Guimar S wall (top) 353.7 / 3.131.5	gdm.	1.185	10.2 7.6	1.07549 1.05392 mean	869 851 861	15 16 16
TNF08Z	trachytic	amp.+pl.	mugearite	0.59	Guimar N wall 50 flows under top 359.9/3.141.5	gdm.	2.358	27.5 29.2	2.09506 2.09245 mean	850 849 850	12 12 12
TNF08Z						pl.	0.414	12.2	0.40647	940	15
TNF08X	trachytic fluidal		mugearite	-0.05	Guimar N wall (top) 361.4 / 3.141.1	gdm.	2.066	22.3 23.0	1.82197 1.81920 mean	844 843 843	13 12 12
TNF08G	microlithic porphyritic vesicular	ol.+px.+pl.	basanite	1.91	Cho Marcial volcano (base) 356.3 / 3.135.3	gdm.	2.286	8.4 12.5	2.05839 1.97140 0.35699 mean	862 825 835 839	16 13 15 15
TNF10B	microlithic vesicular		basanite	-0.44	Cho Marcial volcano (base) 357.8/3.136.7	gdm.	1.392	18.2 19.2	1.20829 1.21739 mean	831 837 834	13 13 13
TNF10I	microlithic porphyritic vesicular	ol.+px.	hawaiite	-0.26	Cho Marcial Volcano (overspill to. N) 355.4/3.137.9	gdm.	1.791	33.2 36.4	1.50265 1.54254 mean	803 824 814	12 12 12
TNF10J	microlithic porphyritic vesicular	ol.+px.+pl.	basanite	0.3	Ayosa serie : Roque Gordo 355.3/3.138.6	gdm.	2.436	40.9 36.9	2.06571 2.07147 mean	812 814 813	12 12 12
TNF10Y	microlithic porphyritic vesicular	px.	basanite	-0.22	Mña Ayosa 356.1/3.137.6	gdm.	2.074	30.0 31.6	1.73009 1.75807 mean	798 811 805	12 12 12
TNF08A	microlithic porphyritic vesicular	ol.+px.+pl.	basanite	0.65	Cho Marcial volcano (top) 355.8 / 3.135.1	gdm.	2.304	26.4 32.0	1.94065 1.90044 mean	806 790 797	12 11 12

TNF08Q	microlithic porphyritic	px.+amp.+pl.	tephri-phonolite	0.57	LCC: Las Pilas (base) 346.9/3.125.9	gdm.	3.027	29.6 33.2	2.44145 2.43840 mean	772 771 772	11 11 11
TNF08P	vitrophyric	f-K+amp.	phonolite	4.65	dyke // to the LCC wall under Mña Guajara 341.8/3.123.2	gdm.	4.403	4.2 4.7	3.44152 3.54605 mean	748 771 760	21 20 20
TNF08J	trachytic fluidal	f-K	phonolite	0.72	Tigaiga (upper part) 344.0/3.136.7	gdm.	3.638	31.5 33.3	2.62522 2.62692 mean	691 691 691	10 10 10
TNF10O	microlithic	ol.+px.	basalt	0.11	LCC: Las Pilas (top) 347.5/3.125.7	gdm.	1.519	22.0 18.8	1.05144 1.05474 mean	663 665 664	10 10 10
TNF08W	microlithic porphyritic vesicular	px.+pl.	basanite	-0.05	La Orotava E wall (base) 354.3 / 3.141.0	gdm.	1.814	20.4 19.9	1.06803 1.05707 mean	564 558 561	8 8 8
68K	microlithic porphyritic fluidal	px.	basanite	-0.51	Orotava SW wall (top. El Cabezon) 344.4 / 3.133.9	gdm.	1.370	13.5 13.9	0.77495 0.79718 mean	541 557 549	9 9 9
TNF10X	microlithic porphyritic	pl.+mt.	phono-tephrite	0.09	Guimar scarp filling: Corral de Las Ovejas 356.1/3.137.6	gdm.	2.258	23.0 27.8	1.28753 1.28400 mean	546 544 545	8 8 8
TNF08H	microlithic porphyritic fluidal	px.	basanite	0.04	Orotava W wall (top) 343.9 / 3.136.3	gdm.	1.938	23.3 20.0	1.06789 1.06026 mean	527 524 526	8 8 8
TNF10W	microlithic	px.+amp.	phono-tephrite	0.15	Guimar scarp filling: close to NERZ crest 354.4/3.139.3	gdm.	2.444	24.3 26.9	1.31987 1.32615 mean	517 519 518	8 8 8
PS4	microlithic porphyritic	ol.+px.	basanite	1.58	Pino Soler gallery (2600 m) 351.2/3.134.1	gdm.	1.641	9.9 9.4	0.91279 0.90668 mean	532 529 531	9 9 9
PS5	microlithic porphyritic	ol.+px.+amp.	basanite	-0.02	Pino Soler gallery (1200 m) 350.2/3.136.1	gdm.	2.072	20.6 19.0	1.07059 1.08382 mean	495 501 498	7 8 7
68C			basanite	0	LCC: Diego Hernandez (base) 347.9/3.128.8	gdm.	1.404	4.7 5.1 5.8	0.62633 0.65419 0.62288	427 446 425	11 11 9
										432	10
TNF10R	microlithic	px.	basanite	-0.3	LCC: Diego Hernandez (topmost lava flow) 348.3/3.128.6	gdm.	1.366	6.5 6.8	0.27622 0.26785	194 188	4 4
										191	4
PS6	microlithic porphyritic	amp.+f-K	benmoreite	0.54	Pino Soler gallery (0 m) 349.9/3.137.3	gdm.	3.179	12.4 15.7	0.61540 0.59756	185 180	3 3
										182	3
TNF08M	microlithic porphyritic	px.	basanite	-0.42	Lomo de la Vieja 354.7/3.139.2	gdm.	1.425	5.5 5.2	0.26816 0.27427	180 184	4 4
										182	4

Table 1: New K/Ar determinations acquired with the unspiked Cassinot-Gillot technique in Orsay. gdm. stands for fresh separated volcanic groundmass, K-Fd is for K-feldspar, pl. is for plagioclase. The uncertainties are reported at the 1 σ level. 40Ar is the radiogenic argon content, in % and in atoms per gram (at g⁻¹). L.O.I values have been determined on whole-rock aliquots of the sample. Basic petrologic characterization of the dated samples are given. ol.: olivine; px.: clino-pyroxene; pl.: plagioclase; ne.: nepheline; amp.: amphibole*

Sample TNF10L was taken from a lava flow in the Boca de Tauce formation, down in the Barranco de Erque (Fig.2). Our determinations on this sample yield an age of 2.36 ± 0.03 Ma, which is far younger than the previous age for this unit (Fuster et al., 1994). This determination has been performed with the whole rock K-Ar technique which does not handle excess argon enclosed in the inherited mineral phases of the samples. We suggest that the age of Fuster et al. (1994) is biased by such process.

Table 2:

Laboratory Location	D.O LCC-LA	D.O LCC-BdT	D.O LCC-EC	Actlabs LCV-Ti	D.O NERZ-PS	Actlabs NERZ-GSW	D.O NERZ-OWW	D.O NERZ-GSW	D.O NERZ-GSW	D.O NERZ-GNW	D.O NERZ-OEW	D.O NERZ-GNW
Sample	TNF10AC	TNF10U	TNF10 L	TNF08N	PS3	TNF10F	TNF08K	TNF10G	TNF08S	TNF10A	TNF10Z	TNF10T
rock type	trachyte	trachyte	mugearite	benmoreite	basanite	hawaiite	hawaiite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite
Age (ka)	2870	2365	2355	1858	1366	1034	1006	1034-963	963	929-850	897	861
wt. %												
SiO ₂	60.6	60.1	50.4	53.83	42.5	48.33	48.9	45.2	44.1	45.7	42.9	43.9
Al ₂ O ₃	19.4	19.4	17.7	17.25	11.4	15.72	18.4	15.8	14.9	16.6	15.5	13.7
Fe ₂ O ₃ (T)	3.30	3.67	8.91	7.05	15.1	10.97	10.3	13.6	13.5	12.7	13.6	14.2
MnO	0.194	0.212	0.181	0.206	0.187	0.19	0.210	0.197	0.195	0.210	0.217	0.179
MgO	0.53	0.5	2.65	2.36	11.9	5.6	3.75	6.29	6.55	4.80	5.67	8.57
CaO	1.72	1.17	6.93	5.45	11.0	9.01	9.05	10.8	10.1	9.36	12.2	11.14
Na ₂ O	6.25	8.21	4.93	5.29	2.43	3.9	4.59	3.35	3.93	4.58	4.22	2.97
K ₂ O	4.38	4.85	2.37	2.85	0.84	2.03	2.06	1.41	1.64	1.74	1.79	1.08
TiO ₂	0.82	0.7	2.28	1.976	3.42	2.964	2.83	3.58	3.91	3.51	3.93	3.79
P ₂ O ₅	0.105	0.108	0.934	0.7	0.534	0.89	0.755	0.572	0.996	1.11	1.24	0.533
LOI	1.94	0.47	2.11	2.21	0.54	0.03	0.66	0.12	-0.41	-0.44	-0.39	-0.53
Sum	99.24	99.4	99.42	99.17	99.85	99.63	101.43	100.84	99.51	99.92	100.8	99.6
Mg#	24.3	13.2	24.9	27.1	46.7	36.2	28.9	34.0	35.0	29.5	31.6	40.0
A.I.	3.6	5.3	3.1	2.6	2.0	2.5	3.0	2.5	3.7	3.8	4.6	2.3
Norm. Neph.	1.4	11.1	2.6	0	5.7	3.3	6.7	6.2	9.6	9.5	16.2	6.1
Sc	0.97	1.08	7.97	5	32.6	14	11.5	21.8	21	14.1	20.5	32.5
V	28.0	6.05	137	91	331	239	185	314	293	227	338	303
Cr			4.25	< 20	453	110	21.3	77.4	120	2.90	1.31	270
Co	1.56	0.472	17.5	7	71.1	31	22.6	45.6	42	33.2	40.7	56.2
Ni	1.33		6.34	2	226	69	19.3	64.2	72	10.5	18.2	130
Cu	0.704		15.9	1	88.2	31	29.3	67.1	69	26.8	43.7	106
Zn	113	115	115	106	116	99	124	113	141	134	132	113
Ga	24.9	25.3	24.0	23	18.0	24	22.5	22.0	21	23.4	22.9	20.9
Rb	111	133	105	64	18.2	47	46.4	28.4	35.9	37.6	38.0	22.5
Sr	655	137	1495	1139	617	915	1318	758	1300	1135	1260	681
Y	45.3	47.3	45.2	43	25.4	31	37.4	28.0	32.2	38.4	38.0	27.8
Zr	770	997	672	518	196	397	403	278	370	389	372	234
Nb	158	178	186	142	47.2	106	118.0	62.0	86	96.5	107	50.0
Cs	1.41	1.32	4.05	0.8	0.265	< 0.5	0.790	0.371	0.4	0.443	0.475	0.268
Ba	2777	1067	937	1061	297	579	862	388	630	561	669	322
La	159	141	121	113	35.4	68.8	88.3	44.5	76.5	72.4	79.6	36.3
Ce	281	217	213	205	77.6	139	170	93.5	153	149	165	78.9
Pr	29.2	22.1	23.0	21.7	9.62	16.9	20.5	11.7	18.2	18.0	19.7	9.93
Nd	94.7	68.4	83.9	81.6	40.2	64.9	77.5	46.6	73.8	71.6	79.3	41.3
Sm	13.4	9.91	13.8	14.9	8.13	12.3	13.8	9.44	13.6	13.1	14.8	8.73
Eu	3.59	2.49	4.00	4.51	2.55	3.7	4.13	2.96	4.12	3.96	4.38	2.78
Gd	8.34	6.58	11.2	11.7	7.04	10.2	10.8	8.05	10.9	11.2	12.4	7.72
Tb	1.37	1.17	1.50	1.7	0.959	1.4	1.53	1.14	1.6	1.49	1.66	1.08
Dy	7.97	7.04	8.08	8.9	5.17	7.1	8.41	6.16	7.44	7.79	8.74	5.69
Ho	1.53	1.43	1.48	1.6	0.922	1.3	1.57	1.13	1.34	1.35	1.48	1.01
Er	4.19	4.18	3.77	4.2	2.22	3.2	3.90	2.80	3.31	3.31	3.63	2.50
Tm				0.58		0.42	0.48	0.35	0.4		0.45	0.30
Yb	3.68	4.05	3.22	3.6	1.68	2.4	3.07	2.21	2.4	2.48	2.62	1.84
Lu	0.514	0.585	0.448	0.56	0.225	0.37	0.411	0.305	0.34	0.339	0.347	0.247
Hf	14.2	17.4	12.28	10.2	4.72	8.1	7.80	5.95	9	7.90	7.50	5.25
Ta	10.5	10.4	9.72	9.2	2.90	6.8	6.80	3.80	4.9	5.80	5.89	2.80
Pb	11.9	10.3	9.15		1.47		4.17	2.51		3.67	3.61	1.74
Th	21.7	23.9	18.5	12.7	3.08	6.8	7.62	4.36	4.9	6.19	6.63	3.29
U	4.87	4.18	4.63	2.8	0.77	1.5	1.69	1.01	1.24	1.48	1.46	0.81
(La/Yb)PM	29.4	23.6	25.5	21.4	14.3	19.5	19.6	13.7	21.7	19.9	20.7	13.4
(Ba/Th)PM	1.5	0.5	0.6	1.0	1.2	1.0	1.4	1.1	1.5	1.1	1.2	1.2

Our age for the Boca de Tauce unit is confirmed by the determination performed on sample TNF10U, picked up at the base of the El Cedro wall, the overlying unit, which yields an age of 2.37 ± 0.03 Ma. This age is compatible with a previous age for the El Cedro unit (Fuster et al., 1994).

Table 2 (continued)

Laboratory Location	D.O NERZ-GNW	D.O NERZ-GNW	D.O GSF-CMV	Actlabs GSF-CMV	D.O GSF	Actlabs GSF-Ayosa fm	Actlabs GSF-CMV	Actlabs GSF-Ayosa fm	D.O GSF-CMV	D.O LCC-LP	D.O LCC-LP	D.O LCC-LP
Sample	TNF08Z	TNF08X	TNF08G	TNF10B	TNF10E	TNF10J	TNF10I	TNF10Y	TNF08A	TNF08Q	TNF10AE	TNF10AD
rock type	mugearite	mugearite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	tephri-phonolite	trachyte	phonotephrite
Age (ka)	850	843	839	834	831	813	814	805	797	772	772-660	772-660
wt. %												
SiO ₂	49,4	52,5	44,2	44,46	44,0	44,37	46,72	43,76	44,0	52,2	57,4	52,5
Al ₂ O ₃	17,3	18,17	13,4	16,03	16,5	15,84	15,47	15,89	16,3	18,8	19,8	19,4
Fe ₂ O ₃ (T)	10,06	8,27	12,1	13,08	11,2	13,11	12,21	12,5	13,2	6,8	4,30	7,40
MnO	0,201	0,193	0,169	0,189	0,198	0,188	0,171	0,196	0,192	0,174	0,191	0,218
MgO	3,30	2,33	8,02	4,87	4,59	4,73	6,48	5,4	5,13	2,08	1,14	2,23
CaO	8,02	6,23	12,56	10,35	10,1	9,1	9,64	10,11	9,93	5,71	3,28	6,39
Na ₂ O	4,47	6,13	2,23	3,79	4,87	3,73	3,59	4,42	3,76	6,27	6,8	6,12
K ₂ O	2,37	2,47	1,81	1,77	2,51	2,3	1,88	2,27	2,21	3,20	4,13	3,05
TiO ₂	2,6	2,15	3,57	4,132	4,11	4,068	3,245	4,397	3,89	2,10	1,31	2,14
P ₂ O ₅	0,768	0,621	0,608	0,84	1,07	0,96	0,67	1,08	0,774	0,585	0,221	0,55
LOI	0,59	-0,05	1,91	-0,44	0,03	0,3	-0,26	-0,22	0,65	0,57	1,61	0,97
Sum	99,1	99,1	100,6	99,1	99,1	98,7	99,8	99,8	100,0	98,5	100,2	101,0
Mg#	26,7	23,8	42,3	29,3	31,4	28,6	37,1	32,4	30,1	25,5	22,8	25,1
A.I.	3,0	3,6	2,1	3,5	5,5	4,0	2,6	4,9	4,1	4,6	4,1	4,2
Norm. Neph.	3,9	7,3	5,5	8,4	17,4	7,5	5,2	14,3	10,4	10,4	6,5	10,0
Sc	9,64	4,44	42,3	17	12,5	19	25	16	19,3	4,6		4,6
V	165	101	347	341	296	343	303	331	334	116		104
Cr	16,3	1,25	181	< 20	1,0	30	110	< 20	30,5	1,0		7,2
Co	22,4	11,2	46,1	38	31,8	40	39	33	43,1	10,3		10,3
Ni	16,0	0,948	79,2	31	7,96	41	73	25	43,5	2,0		4,3
Cu	25,9	2,92	48,4	166	29,0	55	53	29	84,0	7,0		5,6
Zn	124	133	104	99	137	101	92	105	155	109		116
Ga	24,1	26,6	20,5	24	25,1	24	22	24	23,8	23,4		23,3
Rb	60,7	56,1	33,6	36	60,4	45	32	50	60,1	86,4		73,0
Sr	986	887	1066	989	1260	1039	888	1161	1369	1108		1226
Y	33,9	32,0	26,0	30	36,0	32	27	36	36,4	31,4		40,4
Zr	476	507	386	323	508	460	389	429	374	564		529
Nb	107,0	113	64,9	80	131	95	67	111	91	137		112
Cs	0,682	0,704	0,290	< 0,5	0,739	0,5	< 0,5	0,7	0,559	0,986		0,855
Ba	658	644	607	495	752	649	499	620	682	853		856
La	79,0	72,6	55,1	62,6	94,9	89,4	64,5	88,9	62,9	94,9		93,7
Ce	152	149	118	125	189	175	124	172	131	175		181
Pr	17,5	17,2	14,7	14,6	22,1	20,5	14	19,2	15,8	18,6		20,3
Nd	65,4	68,0	60,9	59,1	85,6	76,2	56,2	74,2	64,4	66,2		75,0
Sm	11,6	12,4	11,8	11,7	15,5	13,9	10,6	13,9	12,1	11,0		12,6
Eu	3,47	3,66	3,57	3,65	4,60	3,97	3,3	4,16	3,71	3,35		3,82
Gd	8,99	10,3	9,68	9,6	12,7	10,7	8,2	10,7	10,3	8,3		9,4
Tb	1,30	1,44	1,34	1,4	1,70	1,5	1,2	1,5	1,36	1,21		1,37
Dy	7,11	7,79	6,71	7,1	8,67	7,2	6,2	7,9	6,95	6,65		7,64
Ho	1,31	1,42	1,18	1,3	1,51	1,3	1,1	1,4	1,25	1,24		1,39
Er	3,41	3,60	2,82	3,1	3,61	3,1	2,7	3,4	3,08	3,24		3,58
Tm	0,41	0,47	0,41	0,41	0,45	0,41	0,36	0,44	0,41	0,43		
Yb	2,80	2,92	2,07	2,5	2,54	2,4	2,2	2,5	2,32	2,73		3,07
Lu	0,394	0,411	0,277	0,35	0,325	0,36	0,33	0,37	0,310	0,382		0,414
Hf	8,70	9,86	7,73	6,9	9,61	8,2	7,5	8,6	7,62	9,66		9,62
Ta	6,90	7,18	3,76	5,6	7,93	7,2	5	8	5,89	8,00		6,81
Pb	4,65	5,51	2,36		4,77				2,95	7,02		6,05
Th	8,47	8,16	4,09	6,2	9,51	8,1	5,3	9,4	5,29	14,77		11,31
U	2,01	1,96	0,773	1,3	2,28	1,8	1,1	2,2	1,20	3,20		2,67
(La/Yb)PM	19,2	16,9	18,1	17,0	25,5	25,4	20,0	24,2	18,4	23,7		20,8
(Ba/Th)PM	0,9	1,0	1,8	1,0	1,0	1,0	1,1	0,8	1,6	0,7		0,9

We sampled a very early phase at the foot of the Tigaiga succession. TNF08N yields an age of 1.86 ± 0.03 Ma, much older than the upper part of the succession. Such an age, unless never reported, is not inconsistent with some determinations previously published on the Tigaiga succession, and particularly on the San Juan de la Rambla ignimbrites (2.11 ± 0.07 Ma and 1.62 ± 0.12 Ma, Huertas et al., 2002) which cover the massif.

Table 2 (continued):

Laboratory	D.O	D.O	D.O	D.O	D.O	D.O	Actlabs	D.O	Actlabs	D.O	D.O	Actlabs
Location	LCC-Gj	NERZ-OWW	LCC-LP	NERZ-OWW	NERZ-OEW	NERZ-OWW	GS	NERZ-OWW	GS	LOS F - PS	LOS F - PS	LOS F - EA
Sample	TNF08P	TNF08J	68G	TNF08I	TNF08V	68K	TNF10X	TNF08H	TNF10W	PS4	PS5	EA2
rock type	phonolite - dyke	phonolite	basalt	basanite	basanite	basanite	phono-tephrite	basanite	phono-tephrite	basanite	basanite	basanite
Age (ka)	760	691	664	691-549	561	549	545	526	518			
wt. %												
SiO ₂	57,3	59,1	45,2	48,4	48,1	44,9	49,2	49,0	51,3	42,2	43,0	42,3
Al ₂ O ₃	19,2	19,6	14,1	18,4	18,6	16,8	18,3	18,4	18,0	12,9	15,5	14,8
Fe ₂ O ₃ (T)	2,59	3,80	13,5	10,7	10,1	13,2	9,9	10,5	9,0	13,2	13,2	14,6
MnO	0,176	0,149	0,178	0,230	0,227	0,195	0,179	0,221	0,211	0,198	0,207	0,213
MgO	0,26	0,840	7,05	3,84	3,51	5,60	3,11	3,29	2,85	9,27	5,59	6,31
CaO	0,88	1,72	10,7	8,9	9,0	10,1	7,8	8,8	7,4	11,3	10,8	11,2
Na ₂ O	7,88	8,64	3,31	5,04	5,20	4,21	5,10	5,22	5,91	3,40	4,33	3,38
K ₂ O	5,23	4,28	1,16	2,04	2,16	1,74	2,33	2,33	2,76	1,39	1,97	1,42
TiO ₂	0,53	1,01	3,67	2,70	2,84	3,81	2,78	2,70	2,46	3,36	3,90	4,36
P ₂ O ₅	0,050	0,15	0,645	1,116	0,896	0,878	1,100	1,012	0,760	0,868	0,961	0,960
LOI	4,65	0,72	-0,47	-0,04	-0,05	-0,51	0,09	0,04	0,15	1,58	-0,02	0,12
Sum	98,77	99,97	99,12	101,32	100,47	100,93	99,88	101,49	100,72	99,76	99,51	99,66
Mg#	10,1	19,7	36,8	28,5	27,9	32,0	26,0	25,7	26,0	43,7	32,0	32,5
A.I.	6,33	5,48	2,16	3,61	4,00	3,77	3,64	3,86	4,11	3,59	4,81	3,58
Norm. Neph.	13,56	13,92	4,54	9,03	11,22	10,76	6,63	10,19	10,73	12,14	15,69	9,34
Sc	0,875	1,44	25,4	7,1	6,9	19,3	7,0	9,2	8,0	23,4	20,1	22,0
V	26,6	34,1	293	132	149	299	146	163	155	288	303	377
Cr	0	1,71	217	8	6	13	< 20	1	< 20	383	31	< 20
Co	0,742	2,37	47,6	18,5	17,6	41,2	19,0	20,2	17,0	53,4	40,6	42,0
Ni	0,303	1,72	96,6	16,9	11,9	23,2	7,0	3,9	11,0	198,7	39,0	22,0
Cu	0,189	2,92	73,6	7,7	15,1	40,9	24,0	12,0	19,0	63,6	38,6	33,0
Zn	105	129	121	135	125	123	104	140	118	114	126	104
Ga	27,0	26,0	22,1	22,6	22,6	23,7	26,0	25,6	26,0	20,4	23,6	24,0
Rb	152	104	25,5	52,6	59,1	43,3	48,0	64,8	79,0	33,8	62,2	29,0
Sr	77,2	470	790	1284	1271	1046	1211	1252	1432	923	1145	1000
Y	23,1	38,6	28,2	41,1	35,5	35,7	36,0	36,3	39,0	25,7	34,1	30,0
Zr	808	838	239	412	438	361	401	540	582	360	446	279
Nb	141	219	63,0	110,1	129,0	90,0	130,0	135,0	162,0	88,8	113,0	82,0
Cs	2,73	0,606	0,284	0,902	1,004	0,615	0,700	1,210	1,500	0,630	0,738	< 0,5
Ba	522	1476	379	651	705	560	709	769	851	533	646	466
La	103	139	41,5	88,8	92,3	67,3	88,3	103,2	130,0	66,1	77,9	62,0
Ce	152	253	88,1	172,9	179,9	134,2	167,0	194,9	225,0	134,1	160,2	124,0
Pr	12,2	25,7	10,8	19,7	20,7	15,8	18,4	22,4	23,5	15,7	18,7	14,5
Nd	32,3	84,7	45,3	77,2	77,8	62,3	70,3	85,0	83,7	61,4	75,7	59,5
Sm	4,07	12,9	9,37	13,32	13,93	11,27	13,00	14,49	14,40	11,54	13,90	11,90
Eu	0,99	3,57	3,03	4,01	4,21	3,62	4,00	4,20	4,25	3,49	4,25	3,64
Gd	2,47	8,63	8,39	11,37	10,97	9,61	10,30	11,98	10,60	9,71	11,80	9,70
Tb	0,500	1,37	1,14	1,53	1,55	1,32	1,50	1,58	1,50	1,28	1,59	1,40
Dy	3,17	8,15	6,11	7,85	8,36	6,90	7,80	8,13	8,10	6,65	8,25	7,10
Ho	0,711	1,57	1,08	1,42	1,51	1,21	1,40	1,51	1,50	1,14	1,43	1,20
Er	2,26	4,18	2,56	3,53	3,84	3,06	3,40	3,82	3,80	2,78	3,52	3,00
Tm		0,58	0,34				0,45		0,51	0,34		0,39
Yb	2,72	3,83	1,86	2,80	3,00	2,26	2,70	3,00	3,20	1,97	2,55	2,20
Lu	0,402	0,516	0,250	0,379	0,410	0,309	0,390	0,421	0,480	0,263	0,348	0,340
Hf	14,6	14,6	5,74	7,85	8,36	7,24	8,00	10,17	11,00	7,30	9,14	6,60
Ta	4,73	12,20	3,50	5,93	6,90	5,74	8,20	9,41	11,20	5,30	6,53	5,70
Pb	12,2	8,85	1,97	4,74	4,83	3,86		5,81		3,59	3,81	
Th	24,1	18,5	3,78	9,33	10,03	7,12	10,00	10,56	16,60	6,77	8,02	5,9
U	5,10	3,82	0,88	2,17	2,44	1,80	2,30	2,55	3,60	1,67	1,89	1,3
(La/Yb) _{PM}	25,8	24,6	15,2	21,6	20,9	20,2	22,3	23,4	27,6	22,8	20,8	19,2
(Ba/Th) _{PM}	0,3	1,0	1,2	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,6	0,9	1,0	1,0

Table 2: Concentration of major and trace elements of the LCV and its NERZ during the last 3 Myr. Mg# is calculated as: $100 \times \text{MgO} / [\text{MgO} + \text{FeO}]$. The alkalinity index (A.I) is computed from: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - (\text{SiO}_2 \times 0.37 - 14.43)$. Normative nepheline contents were calculated assuming a $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}_{\text{total}}=0.75$ (Neumann et al., 2000). Normalization values to the primitive mantle for the $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{PM}}$ and $[\text{Ba}/\text{Th}]_{\text{PM}}$ ratios after McDonough and Sun (1995). LCC: Las Cañadas Caldera; LA: La Angostura; BdT: Boca de Tauce; EC: El Cedro ; LCV : Las Cañadas Volcano ; Ti : Tigaiga ; Nerz-PS : North East Rift Zone-Pino Soler gallery; GSW: Guimar Southern Wall; OWW: La Orotava western wall (= Tigaiga scarp); GNW: Guimar northern wall; OEW: La Orotava eastern wall (= Santa Ursula scarp); GSF: Guimar scarp filling products; LCC-LP: Las Pilas; LCC-Gj: Montaña Guajara; LOSF: La Orotava scarp filling products; EA: El Almagre gallery; DH: Diego Hernandez.

Table 2 (end)

Laboratory Location	Actlabs LCC-DH	Actlabs LCC-DH	D.O LOSF-PS	D.O LOSF	Actlabs LCC-DH
Sample	68C	TNF10R	PS6	TNF08M	68F
rock type	basanite	basanite	benmoreite	basanite	trachyte
Age (ka)	432	191	182	182	175
wt. %					
SiO ₂	45,5	45,0	54,3	43,7	61,3
Al ₂ O ₃	16,8	16,4	19,1	16,0	18,1
Fe ₂ O ₃ (T)	11,7	12,4	6,1	13,1	3,5
MnO	0,205	0,196	0,157	0,202	0,242
MgO	4,79	5,35	2,12	5,58	0,40
CaO	9,6	10,8	5,0	11,5	0,9
Na ₂ O	4,37	3,73	6,45	4,06	7,05
K ₂ O	1,70	1,58	3,44	1,58	5,41
TiO ₂	3,54	3,93	1,79	4,08	0,69
P ₂ O ₅	1,180	1,210	0,482	1,085	0,060
LOI	0,00	-0,30	0,54	-0,42	2,43
Sum	99,32	100,20	99,59	100,60	100,01
Mg#	31,4	32,4	27,9	32,1	11,2
A.I.	3,66	3,09	4,22	3,89	4,22
Norm. Neph.	8,31	6,83	9,05	12,46	3,61
Sc	13,0	17,0	4,9	20,9	
V	252	302	123	294	23
Cr	< 20	< 20	10	17	
Co	27,0	32,0	11,2	36,9	1,0
Ni	16,0	21,0	9,7	30,4	3,0
Cu	24,0	37,0	10,1	55,7	4,0
Zn	100	94	91	114	139
Ga	24,0	23,0	22,8	21,6	29,0
Rb	34,0	34,0	64,7	31,4	162,0
Sr	1337	1333	1061	1145	33
Y	35,0	32,0	31,1	32,3	44,0
Zr	325	286	370	303	975
Nb	98,0	91,0	109,0	84,0	284,0
Cs	< 0.5	< 0.5	0,953	0,382	1,200
Ba	670	595	2026	584	73
La	87,2	74,5	92,2	61,5	158,0
Ce	168,0	146,0	174,5	130,4	272,0
Pr	19,1	17,0	19,5	16,2	27,4
Nd	75,4	67,1	72,4	65,9	83,5
Sm	14,10	13,00	11,81	12,87	12,70
Eu	4,38	4,07	3,89	4,06	2,60
Gd	11,00	10,10	9,08	10,72	9,50
Tb	1,60	1,50	1,22	1,47	1,50
Dy	8,10	7,40	6,54	7,81	8,30
Ho	1,40	1,30	1,18	1,38	1,60
Er	3,50	3,20	2,92	3,35	4,70
Tm	0,47	0,41		0,39	0,71
Yb	2,70	2,50	2,28	2,47	4,50
Lu	0,390	0,350	0,314	0,327	0,700
Hf	7,00	6,20	7,62	6,50	17,70
Ta	7,10	5,90	6,14	4,60	18,60
Pb			6,32	2,56	16
Th	7,1	6,4	9,14	4,83	27,4
U	1,6	1,4	2,23	1,18	5,8
(La/Yb) _{PM}	22,0	20,3	27,5	17,0	23,9
(Ba/Th) _{PM}	1,1	1,1	2,7	1,5	0,0

We also dated one of the upper welded ignimbrites outcropping on the road between Boca de Tauce and Villaflor. Sample 73F yielded an age of 1.48 ± 0.02 Ma, in agreement with some previous measurements on such pyroclastic levels (Fuster et al., 1994; Huertas et al., 2002). This age correlates well with an intrusion sampled in the Ucanca formation (68R) and dated at 1.45 ± 0.02 Ma.

The most recent eruptive cycle of the LCV edifice, the so-called “Cañadas III” edifice has built an a massive succession exposed in the eastern part of the LCC in the Las Pilas and Diego Hernandez units, and on the northern flank of LCV with the Tigaiga massif. We dated these sequences along sections between the foot and the top of each of these sequences.

The Las Pilas unit (Fig.3) has been built between 772 ± 11 ka (sample TNF08Q) and 664 ± 10 ka (sample TNF10O). The period of activity defined by these ages is very different from the previous age of 2.09 ± 0.21 Ma of Marti et al. (1994) for this sequence. It is in better agreement with the ages of Ancochea et al. (1995) who proposed a construction between 1.03 ± 0.14 Ma and 0.71 ± 0.02 Ma. However, the maximum age measured for this succession remains incompatible with

ours for sample TNF08Q. Nevertheless, as the whole rock K/Ar age determination of Ancochea et al. (1995) might be biased by excess argon, we favour our age.

A number of thick phonolitic dykes stand along the LCC wall. One of them (TNF08P), sampled at the foot of the Montaña Guajara has been intruded during the emplacement of the Las Pilas serie at 760 ± 20 ka.

The Diego Hernandez formation exhibits a basaltic lava succession at its foot. We dated the first flow over the caldera floor at 432 ± 10 ka (Fig.3). This is older than the first dated pyroclastic levels (Roque fallout, 347 ± 8 ka, Edgar et al., 2007) which are stratigraphically higher. Most of this 250 m thick section consists in an alternation of mafic lavas and pyroclastic deposits, which has been investigated in detail by (e.g.: Marti et al., 1994; Wolf et al., 1999; Edgar et al., 2007). We also dated the last lava flow cut by the scarp (TNF10R) at 191 ± 4 ka, in agreement with determination on the lower and upper pyroclastic levels (Edgar et al., 2007; Boulesteix et al., 2012).

New ages for the NERZ

Sample TV118, taken beneath the Guïmar landslide breccias in the Cueva de Las Colmenas gallery (550 m a.s.l), has an age of 2.95 ± 0.04 Ma (Table 1; Fig.4). This is of the same order of magnitude than the sample GLD-20 of Carracedo et al. (2011), taken in a similar position in the Los Dornajos gallery, higher in the proto-NERZ structure (770 m a.s.l) which gave an age of 2.71 ± 0.06 Ma.

Our sample PS3, taken in the Pino Soler gallery (1150 m a.s.l) in the middle of the La Orotava landslide scar, close to the ridge axis yielded an age of 1366 ± 26 ka, much younger than the ages of the nucleus of the rift zone. This sample is also older than the estimation of the beginning of the first ridge-building cycle at ca. 1100 ka (Carracedo et al., 2011).

This estimation is derived from the age of 992 ± 21 ka for their sample KAR-41, which comes from the foot of the Guïmar S wall near the La Paloma gallery and is therefore considered as representative of the early construction of the ‘Cordillera Dorsal’ ridge. We dated the same lava flow at 1034 ± 15 ka (1σ). Unless K contents for both preparations are similar within error bars, these ages are only compatible at the 2σ level. These ages are compatible with the determinations performed on

sample TNF08K, taken in the lower part of the Tigaiga wall, which yield a mean value of 1006 ± 14 ka.

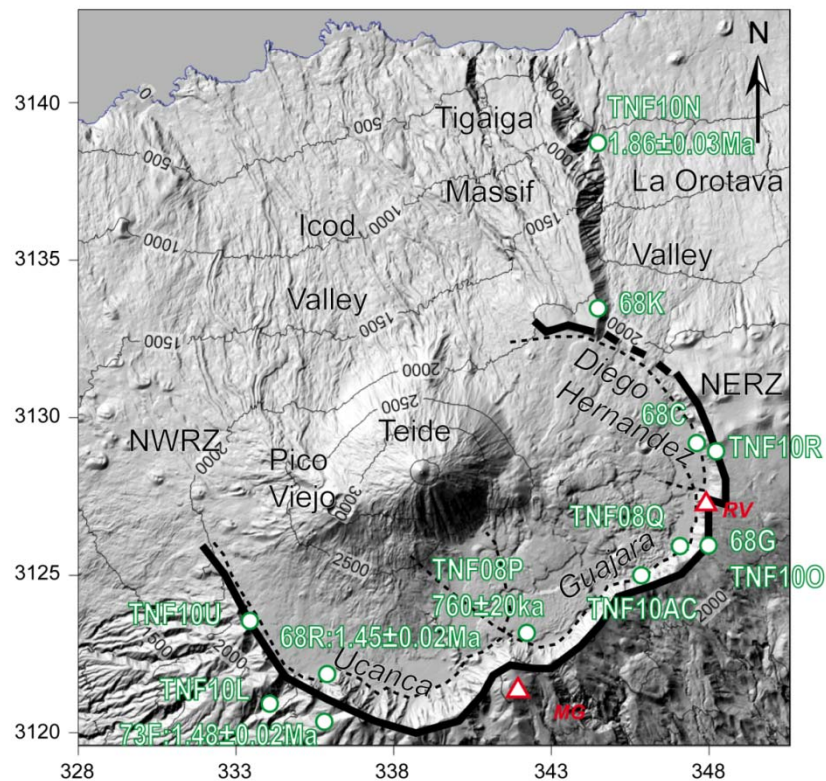
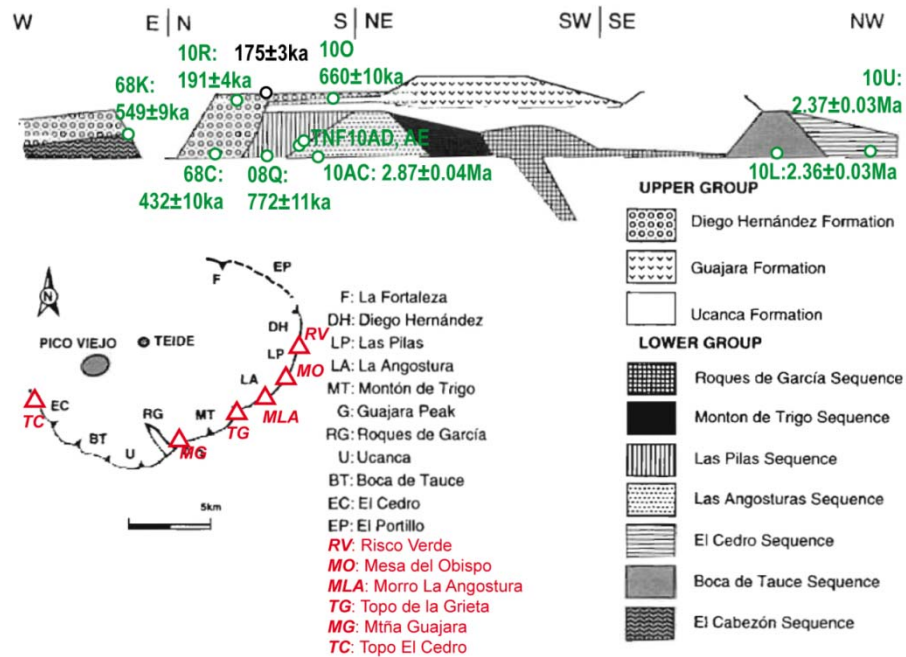


Figure 3: Map of the LCC presenting our samples (green dots) and the K/Ar ages obtained (stratigraphic work after Marti et al., 1994). Red triangles stand for local topographic features. The black dot corresponds to a previous determination by Boulesteix et al. (2012) for the unit capping the Diego Hernandez succession.

The upper part of the Guïmar S wall has been thoroughly sampled and dated by Carracedo et al. (2009, 2011) since these authors performed four age determinations in the last 150 m of the wall. Three of them are consistent in their error bars, yielding ages between 963 ± 21 ka and 985 ± 21 ka which are undistinguishable from the sample KAR-41 from the base of the wall. The localization provided for these samples is approximate, however, sample JCD-533 which is stated to be the roof of the sequence (Carracedo et al., 2009) and appears as such on the figures, demonstrating that the whole Guïmar S wall is less than 900 ka (Carracedo et al., 2009), appears topped by the 860 ± 18 ka sample KAR-42 in Carracedo et al. (2011). The latter, from the coordinates provided by the authors, is still not at the summit of the sequence. This sample is nevertheless compatible with our age for the summit of the Guïmar S wall, given by sample TNF08T which constitutes locally the structural surface and yields an age of 861 ± 16 ka.

The northern part of the NERZ appears younger than the southern Guïmar section (Fig.4). We dated a lava flow (TNF10Z) located in the lower part of the eastern La Orotava scarp at 897 ± 14 ka (Fig.4). This is in perfect agreement with the age of 929 ± 20 ka of Carracedo et al. (2011) for the base of the northern wall of the Guïmar landslide scar (sample JCD-576). Sample TNF08X has been taken at the summit of this section at a location overhanging the JCD-576 sample and has been dated at 843 ± 12 ka. This is in perfect agreement with the determination performed on the sample TNF08Z, taken about 50 flows below, and yielding an age of 850 ± 12 ka.

The eruptive response to the Guïmar landslide TNF08G has been picked up at the bottom of the inner wall of the southern flank of the huge Cho Marcial volcano (hereafter referred to as CMV). Such ankaramitic sample has been dated at 839 ± 15 ka on both the groundmass and plagioclase separates (Table 1; Fig.4). This determination is perfectly consistent with the age of TNF10B, a sub-aphyric lava flow, sampled in a deep canyon dissecting the northern flank and dated at 834 ± 13 ka. Such ages are equivalent to the age of 831 ± 18 ka of Carracedo et al. (2011) obtained from a lava flow sampled at the base of the southern scarp of Guïmar.

Finally, we dated one of the last expressions of the CMV in the form of a lava flow which constitutes its structural surface on the southern flank (Fig.2). TNF08A has

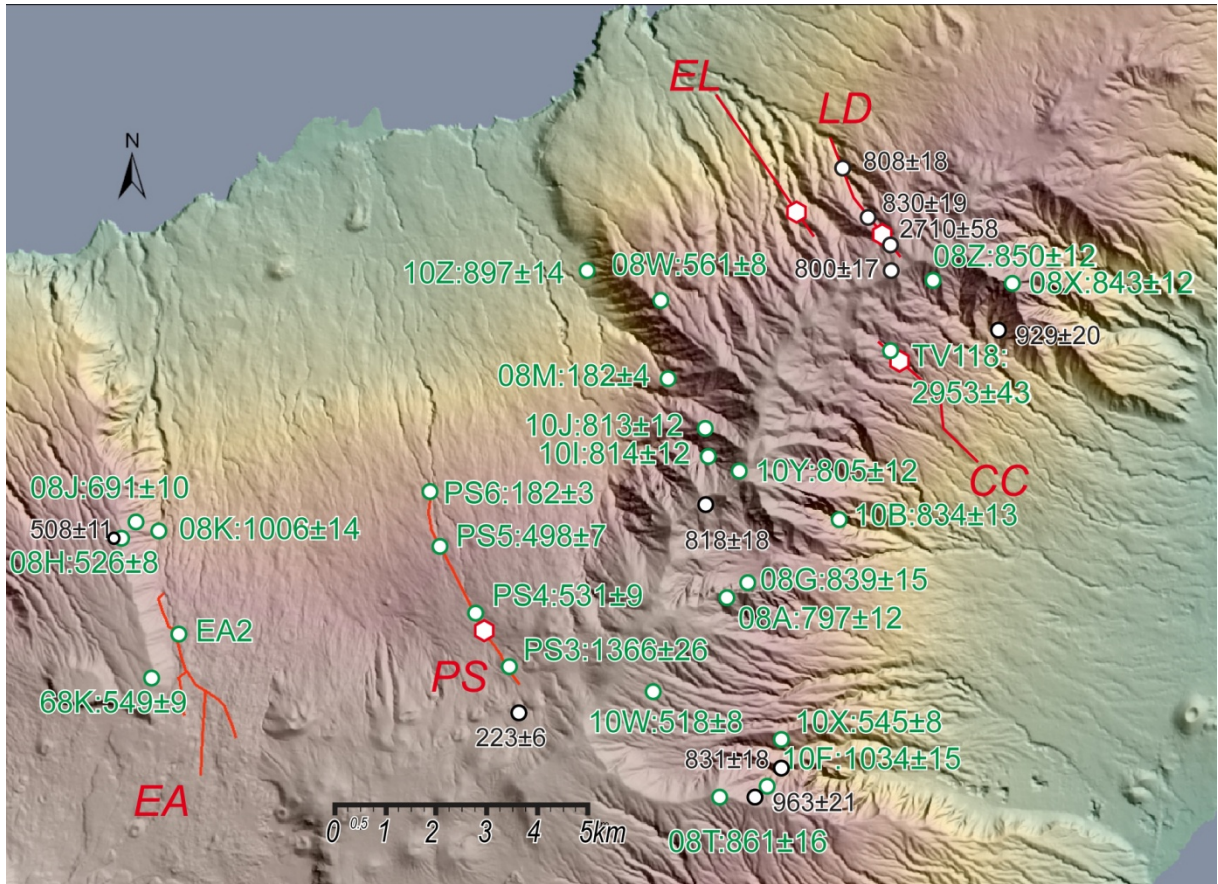


Figure 4: Map of the central region of Tenerife presenting our samples (green dots) and the K/Ar ages obtained. Ages are given in ka (uncertainties are presented at the 1σ level) Black dots stand for K/Ar results of the previous study by Carracedo et al. (2011), uncertainties at the 2σ level. The red lines correspond to the trace of the following galleries: EA: El Almagre; PS: Pino Soler; CC: Cueva de las Colmenas; LD: Los Dornajos; EL: El Loro. The red hexagons represent the roof of the breccias levels described in the galleries.

been sampled at a location overhanging TNF08G. Our determinations yield an age of 797 ± 12 ka. Our ages for the CMV are also compatible with a previous determination for this edifice made in its upper part and yielding an age of 818 ± 18 ka Carracedo et al., 2011). An interesting feature about this sample is that the succession of lava flows from which it has been taken dips towards the N and cascades over the rear scarp of the Guímar valley and forms a steeply dipping pile at the head of La Orotava valley. We dated one of the last flows to overspill the scarp (TNF10I), sampled down in the canyon carved along this strongly dipping unit and inverting its relief at 814 ± 12 ka. We also sampled the upper part of the flatly-dipping series (TNF10J) within which the NW flank of the CMV emplaced at 813 ± 12 ka. The latter series builds up a continuous pile culminating at the Montaña Ayosa (TNF10Y) dated at 805 ± 12 ka. This period of intense volcanism on the northern side of the NERZ following the large

landslide of Guïmar includes the episode of filling of the Micheque landslide between 830 ± 19 ka and 808 ± 18 ka (Carracedo et al., 2011).

We sampled the units forming the upper part of the La Orotava scarps in order to further constrain the timing of this landslide. Sample TNF08J is a phonolitic lava flow, associated with a pumice level overlying a breccia level at mid height in the Tigaiga scarp. It yields an age of 691 ± 10 ka (Fig.4).

Samples 68K and TNF08H constitute the structural surface of the Tigaiga massif (Fig.2) and dip towards the N, suggesting an emission center located towards the SE (Ancochea et al., 1999). They have been dated respectively at 549 ± 9 ka and 526 ± 8 ka. The latter age is in agreement with the previous determination on this lava flow by Carracedo et al. (2011) at 508 ± 11 ka. K contents of both preparations are very similar.

We sampled and dated the 3rd lava flow under the structural surface of the Santa Ursula scarp (TNF08W, Fig.2) which yields an age of 561 ± 8 ka, equivalent to the age of 566 ± 13 ka previously measured for a stratigraphically similar sample (Carracedo et al., 2011).

This pulse of volcanic activity along the NERZ also emplaced important quantities of lavas in the Guïmar valley as suggested by the ages obtained on samples TNF10X and TNF10W, respectively dated at 545 ± 8 ka and 518 ± 8 ka. The latter age is very similar to a previously determined sample taken close to Izaña and dated at 513 ± 12 ka (Carracedo et al., 2007). This sample appears to be different from ours since the K contents of the preparations are really different (2.444% for TNF10W and 1.527% for CITF-12) highlighting an important chemical variability for time and space linked samples.

We accessed to the La Orotava scar fill-in units in the Pino Soler gallery (Fig.4), dug in a central position in the valley at 1150 m in elevation. PS4, sampled at a penetration depth of 2600 m, is one of the earliest lavas emplaced in the landslide scar crossed by the gallery. It yields an age of 531 ± 9 ka, which is equivalent to the age of sample TNF08H within uncertainties. We sampled PS5 at a penetration depth of 1200 m. It yields an age of 498 ± 7 ka, in perfect agreement with the progression towards the surface. We also sampled the lava flow at the exit of the Pino Soler

gallery. PS6 has been dated at 182 ± 3 ka. This age is equivalent to the age of a lava flow associated to a strombolian cone laid against the back scarp of the La Orotava valley (Fig.4), dated at 182 ± 4 ka.

Whole rock geochemistry.

The geochemistry of the LCV has already been studied by several authors (e.g: Ablay et al., 1998; Neumann et al., 1999; Wolf et al., 1999; Simonsen et al., 2000), some of which focused on specific stratigraphical units such as the Diego Hernandez section (Wolff et al., 1999) or the recent Teide / Pico Viejo complex (Ablay et al., 1998).

Here, we present 42 new whole rock geochemical analysis (Table 2) which were complemented by major elements data for the Teide complex published by Boulesteix et al. (2012). Our dataset thus encompasses the LCV (63 samples: 13 for the Cañadas wall and 50 for the Teide / Pico Viejo complex, sampled in La Gotera gallery) and the NERZ (30 samples) over the last 3 My. Since only four analyses were previously published on the rift zone, our study will clearly complement the existing knowledge, especially in the frame of our new chronostratigraphic work.

The LOI performed on our samples are generally less than 1% revealing overall fresh samples. However, some of them exceed 2%. Most of these samples are rather differentiated and most probably intrinsically contain much water. The sample with the highest LOI is a phonolitic dyke. Three samples are more basic in composition and exhibit 2% LOI. They come from the deepest parts of La Gotera and Pino Soler galleries and might be slightly altered.

TAS diagram

In the TAS classification of LeBas et al. (1986), the samples of LCV (including the Teide eruptive complex) define a petrologic suite between the basalts / basanites and the trachytes / ponolites (Fig.5), in agreement with the results of the previous studies. This series remains globally parallel to the under-saturation line. The samples from the NERZ are slightly more undersaturated and most of the most primitive samples lie clearly in the basanite field or in its close vicinity. Our samples from the NERZ are nepheline and diopside normative and define a trend between basanites and trachy-

andesites which cuts the undersaturation line. Estimations of normative nepheline, assuming $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}_{\text{total}} = 0.75$ (Neumann et al., 1999), range between 0 and 21 % for the products of LCV (including Teide edifice) and between 3 and 17 % for the NERZ with mean values of 9 %, consistent with the position of the suite on the undersaturation line. This is also in agreement with the undersaturation levels in Canary Islands and slightly more than in the old shield series of Tenerife (Longpre et al., 2009).

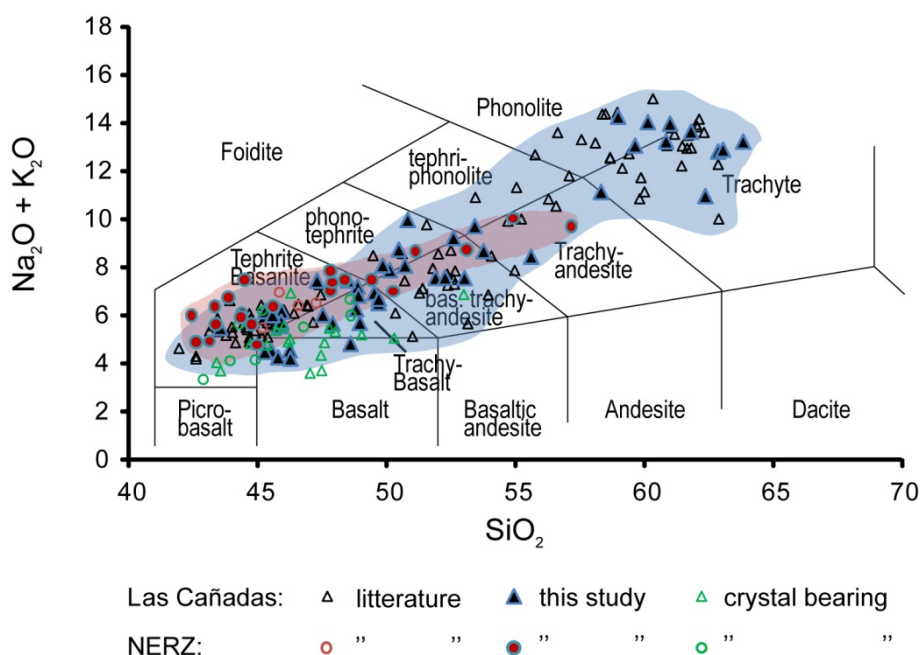


Figure 5: Total Alkali Silica diagram for the LCV system and its NERZ. Field boundaries are LeBas and Streckeisen's (1991). The blue field stands for the compositional range of the LCV. The red field represents the range for the NERZ. ol.: olivine; cpx.: clino-pyroxene; mt.: titano-magnetite; pl.: plagioclase; ap.: apatite.

Major and trace elements variations with MgO

Our samples show range in MgO and Mg# of 0.26 - 13.23 % and 19 - 71 respectively (Table 2). Samples with high MgO content ($> 6\%$) in both the Cañadas and the NERZ systems are frequently porphyritic, bearing both olivine and clinopyroxene phenocrysts. Mineral chemistry has been measured in Tenerife phryic samples by several authors (e.g.: Neumann et al., 1999; Thirlwall et al., 2000; Gurenko et al., 2006) who determined that the phenocrysts are not in equilibrium with their host, reflecting the accumulation of Mg-rich phases rather than a primitive nature of these rocks. This is confirmed by our new data on both the LCV and the

NERZ which exhibit overall horizontal trends for MgO contents over 5-6% (Fig.6). EA2 is the aphyric sample with the highest Mg content (6.31 %) among our samples.

Unless our sampling is far from exhaustive, this is concordant with some previous observations (e.g.: Neumann et al., 1999; Gurenko et al., 2006) and suggests that the most primitive magmas erupted are already strongly affected by fractionally crystallization of olivine and pyroxene and do not reflect primary compositions such as those calculated by Dasgupta et al. (2009) which could reach 19% in MgO.

Albeit the compositional points for the NERZ show little scatter compared to the LCV, the compositional trends are very similar for both systems. The trends of the most compatible major elements such as CaO, Fe₂O₃ and TiO₂ present strong inflections after the 6% MgO threshold (Fig.6). Associated with an increase in SiO₂, such depletion can be attributed to the fractional crystallization of pyroxene, olivine and magnetite which are described as the common mineralogical assemblage of Tenerife mafic lavas. This is further evidenced by the fractionation of V, Cr and Sc for pyroxenes and magnetites and by the drop in Ni for olivine (Fig.7). Unless Al₂O₃, Na₂O and K₂O show steadily increasing trends with decreasing MgO, the agpaite index [the atomic ratio (K+Na) / Al] increases for MgO contents less than ~4% (Fig.6), related to the removal of plagioclase (Neumann et al., 1999), and supported by the fractionation of Sr and Ba for the same range of MgO contents (Fig.7). The high Eu/Eu* ratio (up to 1.25; average of 1.02 ± 0.1 with $n = 102$) further indicates that the fractionated plagioclase tend towards the albitic pole of composition. P₂O₅ first exhibits an incompatible behavior over 4% in MgO and gets fractionated by the onset of apatite crystallization and its removal from the melt at lower MgO contents. This is further supported by the more compatible behavior of Y, which decreases with MgO under the 4% threshold. Such behavior could additionally / alternatively be explained by the onset of amphibole crystallization which actually is present in the thin sections of some differentiated samples such as TNF08W or TNF08Z. All the above elements show that fractional crystallization played a major role in the petrologic evolution of our samples of the LCV and the NERZ, in agreement with the previous studies in Tenerife (e.g: Ablay et al., 1998; Neumann et al., 1999; Thirlwall et al., 2000; Longpré et al., 2009). The fractional crystallization trends of both systems, namely the LCV and the NERZ, revealed by the elemental trends versus MgO are very similar at the first order.

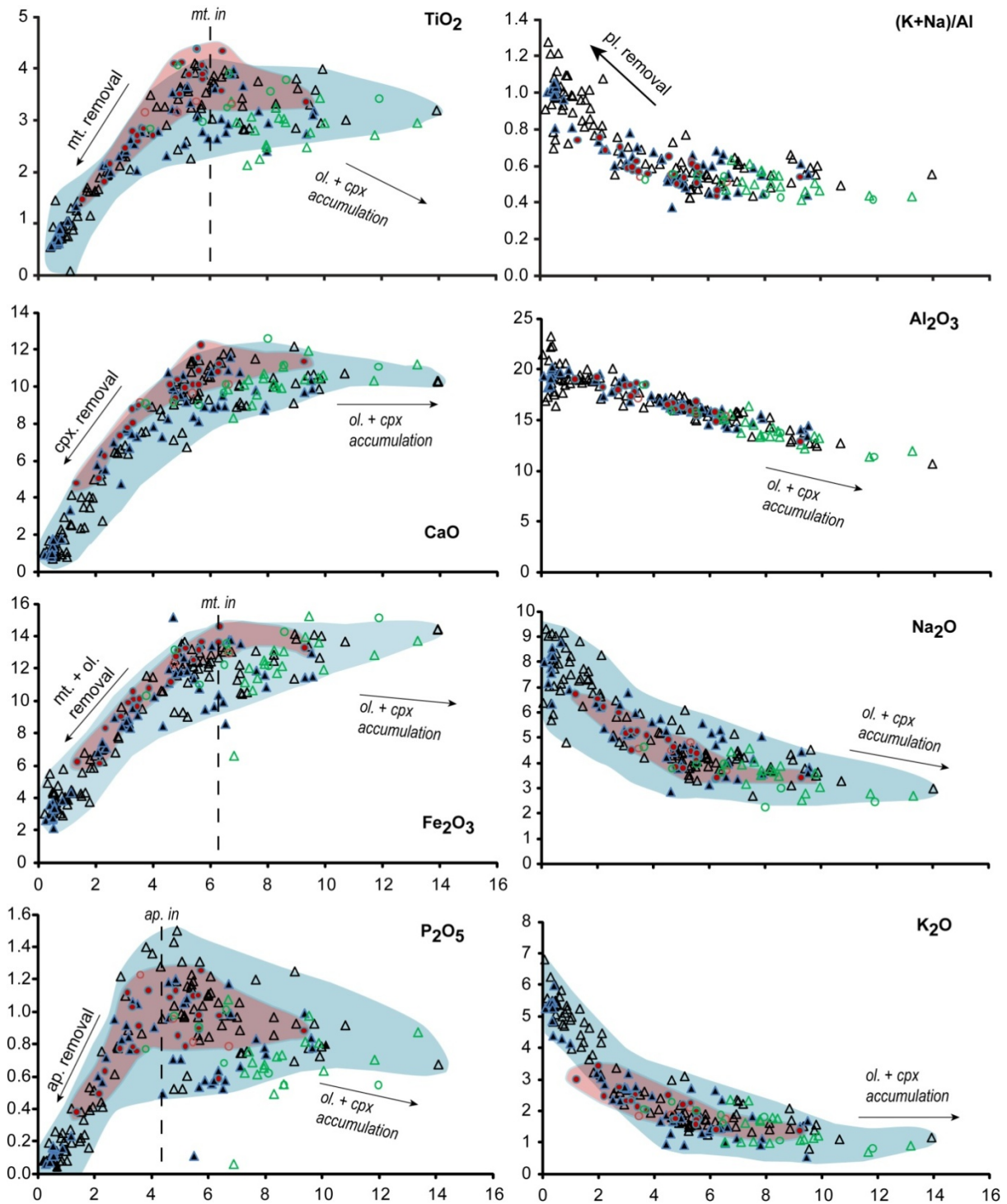


Figure 6: MgO variation diagrams for the major elements in the LCV system and its NERZ. Symbols and fields are the same than in Figure 3. ol.: olivine; cpx.: clinopyroxene; mt.: magnetite; fp.: plagioclase feldspar

Incompatible trace elements

Unless relatively clear, LILE and HFSE versus MgO trends content are extremely scattered with thicknesses sometimes reaching 50% of the incompatible element content (Fig.7). Such deviation at a given MgO content is very improbable to arise

from inter-laboratory systematic and unless some of these elements (Cs, Nb, Ta) have poor reproducibilities in our dataset, the error on these elements could not account for the variations here observed. Moreover, such behavior is ubiquitous for the elements of these categories and is most probably linked to an actual petrologic process.

Several mechanisms are prone to affect the enrichment of melts such as variations in the chemical composition in the source of magmas, or variations in the melting degrees, described for the shield stages in Tenerife (Thirlwall et al., 2000; Gurenko et al., 2006; Longpré et al., 2009). Neumann et al. (1999) proposed a magmatic evolution model at the scale of the whole Island, and in which numerous magmatic chambers evolve by fractional crystallization and are periodically refilled. Incompatible elements thus concentrate in the different magma batches which exhibit various concentrations. This model has been ruled out by Thirlwall et al. (2000) for the shield stages but could make sense in the case of LCV and the NERZ which are well developed edifices. Moreover, the observation of olivine and pyroxene phenocrysts in our thin sections which exhibit complex zoning patterns, engulfed morphologies and / or reaction rims, indicating protracted and complex magmatic histories.

The spidergrams of mafic lavas, presented in figure 8 also present considerable scatter on the most incompatible elements, especially in the Rb-K part of the diagram. REE are less scattered. This is particularly true for the less incompatible of them which present relatively thin traces.

Magma sources

Our chemical dataset is the first to date, on the NERZ of Tenerife. This topographic ridge is the link between the LCV and the Anaga old shield which has been described as chemically different from the other old shields of Tenerife (Thirlwall et al., 2000), showing, in particular, distinct K/Nb and K/Ba ratios with respects to the central shield and the Teno Massif in the W. The table 3, built after Weaver's Table 1 (1991) compiles calculated trace elements ratios in our samples, together with some published data for Tenerife and the relevant mantle chemical reservoirs.

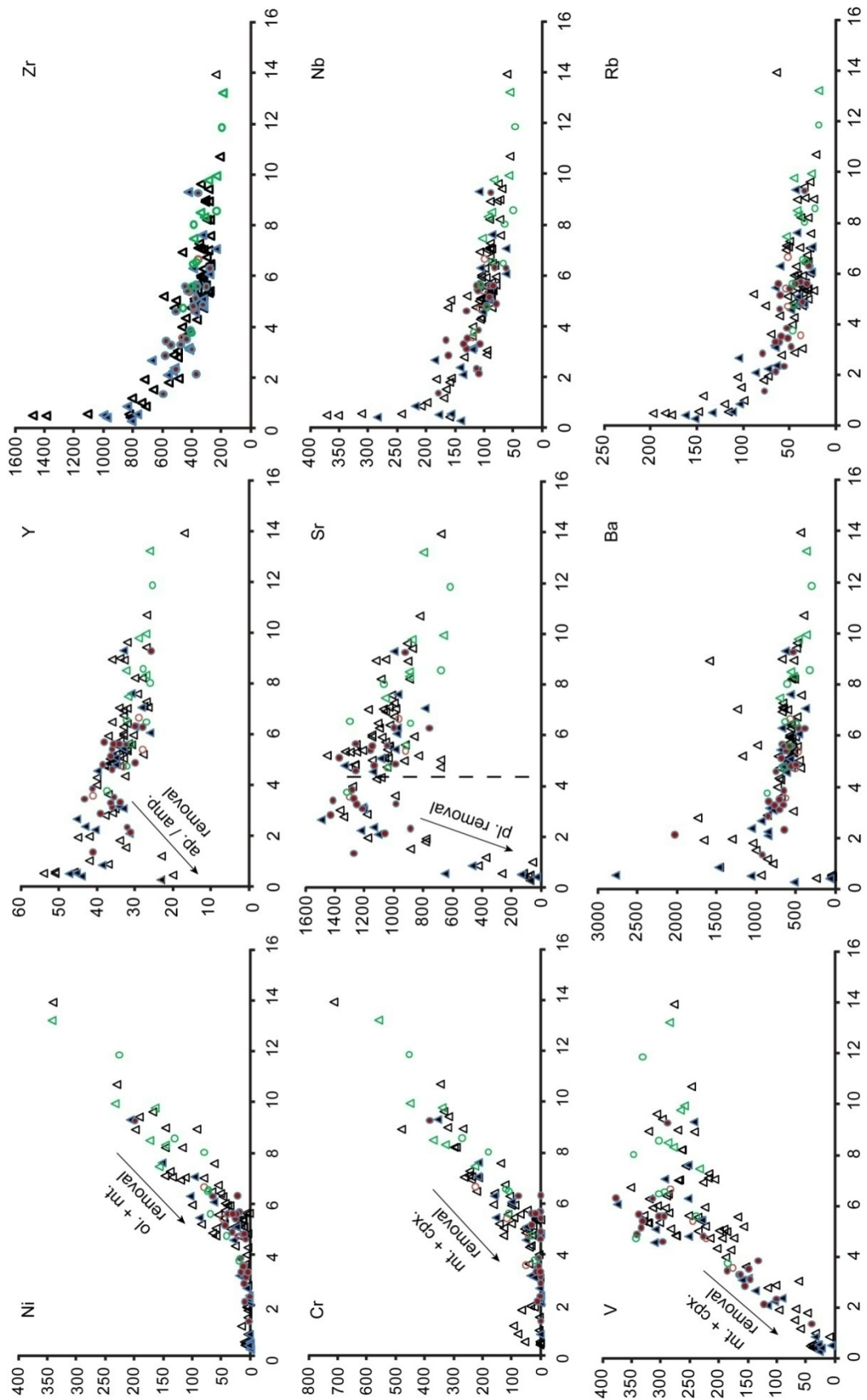


Figure 7: MgO variation diagrams for the trace elements in the LCV system and its NERZ. Symbols are the same than in Figure 3.

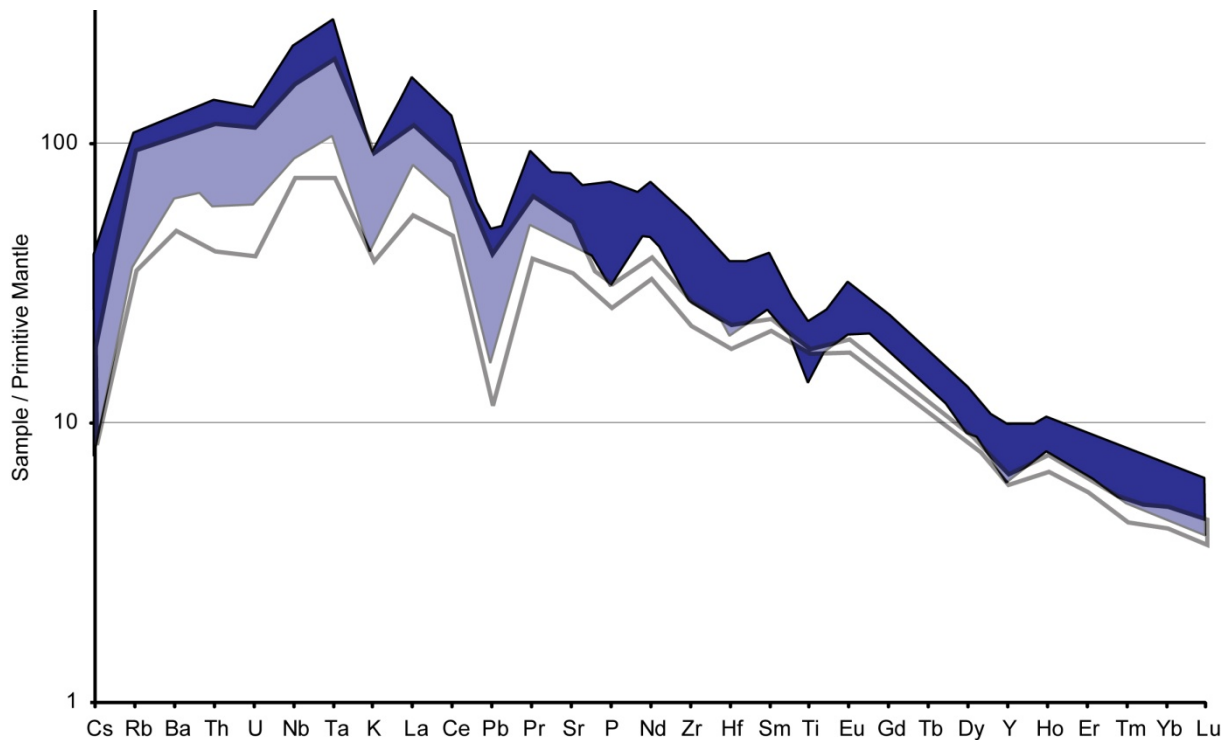


Figure 8: Spidergrams of the analysed mafic lavas. Normalization to the primitive mantle after McDonough and Sun (1995). The hollow field corresponds to the analysed basalts ($n=6$). The blue field corresponds to the composition range for the basanites ($n=46$, including 16 analysis from the literature)

The trace elements ratios presented here display HIMU-like values, consistent with the results of previous isotopic studies for Tenerife and the archipelago (Hoernle et al., 1991; Hoernle and Schmincke, 1993; Simonsen et al., 2000).

From the data available, no significant difference arises between the old shields and the most recent products emitted or among the various massifs during the last Myr, at least within the calculated standard deviations. This is consistent with the isotopic data of Simonsen et al. (2000) which appear homogeneous for the dorsal ridge and the Cañadas edifice.

Chemical variations vs. time

As in element/element variation diagrams, the element vs. time diagrams are strongly influenced by the overall chemical variability and do not display clear trends. The MgO vs. time diagram (Fig.9) displays an alternance of activity between the mostly differentiated products of the LCV and the more mafic NERZ. However, the NERZ emitted some low MgO differentiated products prior to the landslides. The products emitted soon after these events are among the most Mg-rich and frequently

	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La	K/La	Zr/Y	Nb/U	Ce/Pb	(La/Sm) _n
Prim. mantle	14,8	0,94	9	77	0,91	323	0,117	0,125	9,6	370	2,4	32,4	9	/
N-MORB	30	1,07	4,3	60	0,36	296	0,071	0,067	4	227	2,91	49,3	24,54	/
HIMU														
<i>Saint Helena</i>	4,5	0,69	5,9	77	0,38	179	0,078	0,112	8,7					
<i>min-max (n=32)</i>	4,3-5,1	0,66-0,75	5,0-6,3	61-85	0,36-0,43	171-185	0,071-0,085	0,106-0,118	8,2-9,3					
<i>Mangalia</i>	4,4	0,74	5,5	65	0,37	166	0,083	0,114	7,6	172	7,9	44	31	2,9
<i>min-max (n=58)</i>	3,2-5,5	0,59-0,99	3,6-12	46-159	0,19-0,48	156-175	0,065-0,115	0,096-0,131	5,7-17,6	90-244	2,1-10,2	28-58	20-38	2,4-3,4
<i>Tubuaiti</i>	3,2	0,72	4,9	49	0,35	77	0,093	0,133	6,9					
<i>min-max (n=8)</i>	2,7-3,7	0,65-0,77	4,7-5,2	39-58	0,3-0,41	66-124	0,083-0,123	0,128-0,164	6,2-7,4					
<i>Rurutu</i>	5	0,77	5,3	63	0,38	125	0,083	0,107	6,8					
<i>min-max (n=4)</i>	4,6-5,5	0,73-0,82	5,0-5,6	59-66	0,35-0,41	111-134	0,081-0,085	0,09-0,113	6,4-7,3					
<i>Raivavae</i>	4,2	0,66	5,4	68	0,38	174	0,08	0,121	8,3					
<i>min-max (n=3)</i>	3,4-4,9	0,64-0,67	5,2-5,7	63-74	0,36-0,39	117-187	0,076-0,082	0,119-0,123	7,8-8,8					
Tenerife														
<i>Old shields</i>	4,02	0,69	5,8	91	0,38	125	0,068	0,090	8,4	182	9,2	62	37	3,2
<i>σ (n=114)</i>	0,51	0,10	1,6	23	0,13	34	0,011	0,024	2,3	56	1,6	12	13	0,5
<i>min-max</i>	3,2-6,2	0,34-1,04	3,6-7,9	38,7-164	0,25-0,53	55-227	0,052-0,123	0,025-0,214	2,0-13,0	130-375	3,7-13,9	43-87	6,4-55	2,3-4,6
<i>Roque del Conde</i>	4,1	0,70	4,9	85	0,35	134	0,065	0,077	6,9	193	9,0	64	39	3,2
<i>σ (n=19)</i>	3,2-4,6	0,62-0,95	3,6-8,3	58,9-139	0,25-0,57	97-197	0,060-0,082	0,060-0,094	4,3-10	130-284	6,8-11	43-87	15-55	2,7-4,6
<i>Teno</i>	4,2	0,69	4,9	77	0,42	142	0,067	0,097	7,3	211	9,2	63	33	3,2
<i>σ (n=56)</i>	3,4-6,2	0,34-1,04	4,1-7,2	38,7-104,6	0,28-0,56	85-175	0,052-0,123	0,025-0,214	2,0-13,0	134-375	3,7-13,9	49-80	6,4-47	2,3-3,8
<i>Anaga</i>	3,8	0,70	7,6	109	0,36	92	0,070	0,102	11,0	132	9,2	64	41	3,2
<i>σ (n=39)</i>	3,3-4,6	0,54-0,92	6,2-10,8	61-164	0,25-0,53	55-227	0,068-0,080	0,093-0,128	5,9-14,8	74-324	3,9-13,4	50-74	9-74	2,53-3,98
<i>data: Neumann et al. (1999); Thirlwall et al., (2000); Gurenko et al. (2006); Longpré et al., (2009)</i>														
Tenerife (<1,5 Ma)														
<i>MgO>5</i>	3,74	0,76	6,5	93	0,43	158	0,072	0,095	8,7	211	10,1	61	36,3	3,41
<i>σ (n=54)</i>	0,52	0,09	1,4	28	0,12	35	0,017	0,023	1,6	43	1,9	17	9	0,37
<i>min-max</i>	3,0-6,0	0,64-0,99	4,6-13,9	43-195	0,27-1,07	91-337	0,051-0,111	0,064-0,132	6,5-16,8	92-362	7,2-14,9	10-84	7,2-52,8	2,6-4,3
<i>Las Cañadas</i>	3,42	0,74	6,5	104	0,4	146	0,064	0,083	8,8	196	9,5	62	36,6	3,35
<i>σ (n=20)</i>	0,35	0,06	1,9	29	0,16	17	0,013	0,008	2	21	1,5	24	7,8	0,26
<i>NERZ</i>	4,12	0,75	6,4	94	0,46	165	0,071	0,094	8,5	221	11,3	62	44	3,25
<i>σ (n=16)</i>	0,62	0,06	1,1	27	0,09	27	0,011	0,017	1,1	38	2,3	11	6,2	0,47
<i>Teide</i>	3,76	0,77	6,5	78	0,43	165	0,082	0,111	8,5	219	9,9	57	30,2	3,57
<i>σ (n=17)</i>	0,35	0,12	0,8	23	0,06	50	0,018	0,03	1	62	1,5	12	8,3	0,37
<i>data: Ablay et al., (1998); Neumann et al. (1999); Wolff et al. (1999); Rodriguez-Badiola et al. (2006); Krochert et Buchner (2007); this study</i>														

Table 3: Selected incompatible element ratios calculated from our new data compared to previous data for Tenerife and the ratios of the main mantle chemical reservoirs (after Weaver et al., 1991).

olivine + pyroxene phyr. This is particularly true after the Icod landslide (175 ka; Boulesteix et al., 2012) with the emission of highly chemically variable ol.-bearing products by the Teide eruptive complex.

The progressively increasing compatibility of REE with their atomic mass can be used as a tracer of the importance of the melt degree which generated the parental magma. Indeed, low melt degrees will fractionate the LREE (incompatible) from the HREE (more compatible) during the partial melting process. LREE/HREE or LREE/MREE ratios are commonly used to qualitatively describe the importance of such process. We present on figure 9 the $[La/Sm]_{PM}$ ratio for the samples of our dataset with $MgO > 5\%$, to avoid as much as possible the potential effects of fractional crystallization. The $[La/Sm]_{PM}$ ratio does not display significant variations within the error bars at the scale of our sampling. Moreover, the ratios calculated from previously published datasets (Neumann et al., 1999; Wolf et al., 1999; Rodriguez Badiola et al., 2006) suggests that important variability arises for coeval samples.

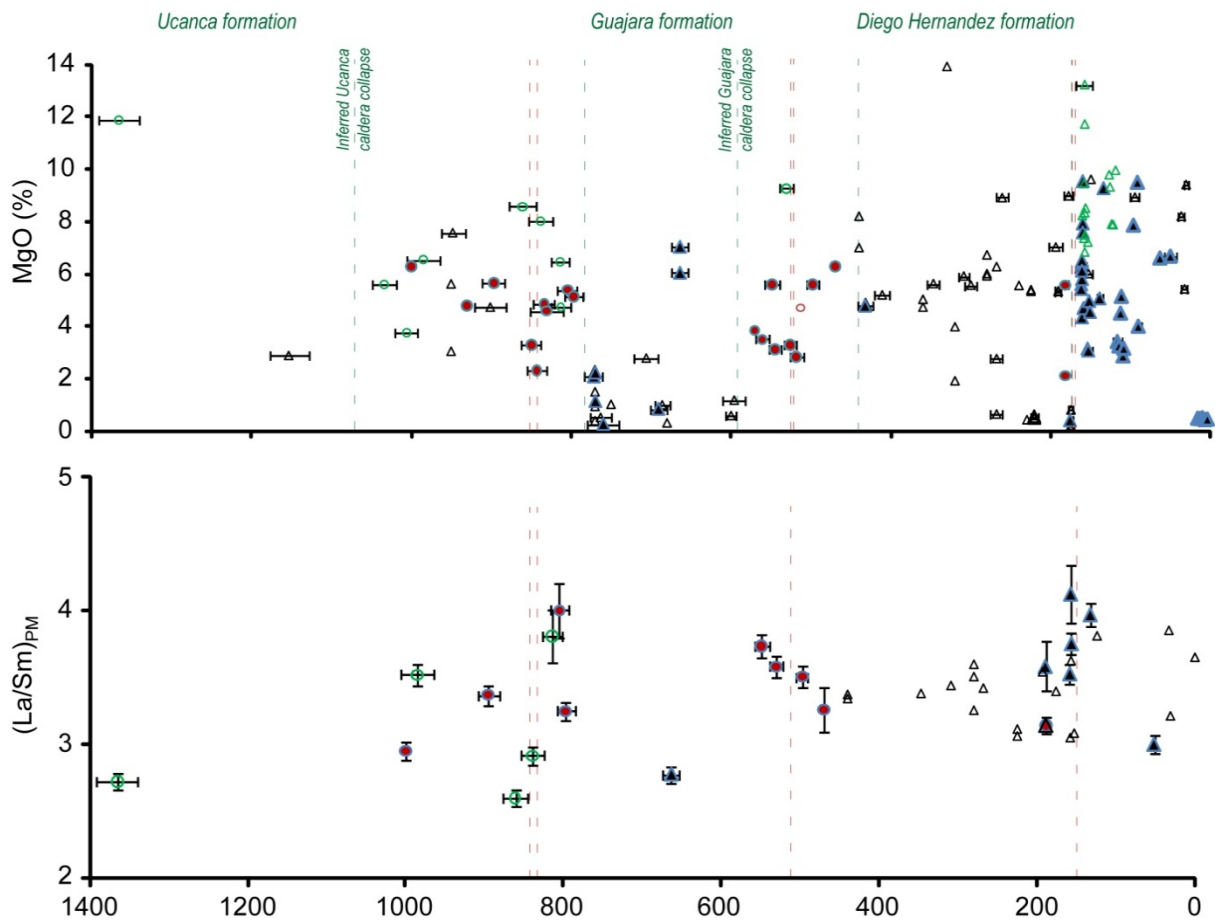


Figure 9: MgO and $[La/Sm]_{PM}$ versus time for the LCV and the NERZ systems. Symbols are the same as in Figure 3. The time constraints for main eruptive phases recognized in the LCC and the large landslides are indicated.

New constrains on the early eruptive phases of the LCV (3.5 Ma – 2.0 Ma).

The stratigraphy and the chronology of the LCV has been extensively described during the last twenty years (Ancochea et al., 1990, 1995, 1999; Marti, 1990; Marti et al., 1994). The synthesis of the available data by Ancochea et al. (1999) and their interpretation constitute a basis for our contribution.

From the work of these authors, the ancient LC edifice outcrops in Boca de Tauce, La Angostura (Fig.3) and in deep radial ravines located below La Angostura, on the southern flank of the volcano. The elevation of the La Angostura outcrops indicate that the LC primitive volcano was more than 2300 m in height, and the position of the outcrops suggest a volcano of at least 17 km in radius (Ancochea et al., 1999). The ages determined on these formations range between 3.50 ± 0.07 Ma in the Tamadaya barranco and 2.66 ± 0.06 Ma at the top of the La Angostura wall.

The La Angostura wall exhibits two lithologic groups. The lower group is dominated by mafic terms spanning from basanites to phono-tephrites, relatively under-saturated (on average 8% in nepheline, with $n = 4$). They are dated between 3.34 ± 0.1 Ma and 2.99 ± 0.07 Ma (Huertas et al., 1994; Ancochea et al., 1999). The upper serie consists in a trachytic succession, interbedded with some pyroclastic levels, more silica-saturated. Our sample TNF10AC, picked out of this succession, is quartz and hypersthene normative (normative silica saturation index of 3.8), which is relatively rare in the alkaline series of Tenerife. This sample exhibits strong enrichments in some incompatible elements with respects to the primitive mantle (with $[La]_{P.M} \approx 250$, or $[Ba]_{P.M} = 420$, $(Ba/Th)_{PM} = 1.5$) or to more compatible elements ($La_{PM}/Yb_{PM} \approx 29$).

The evolution from under-saturation in silica towards saturation with magmatic differentiation is not observed in the Boca de Tauce – El Cedro series which trend parallel to the under-saturation line in a T.A.S diagram from mugearite / phono-tephrite towards phonolites. The enrichments with respects to the primitive mantle of these series remain high in some incompatible elements (Nb, Th, U, Ta) even for some of the least evolved samples.

Our new determination of 2.87 ± 0.04 Ma for the sample TNF10AC confirms the ages previously obtained for the trachytic unit of La Angostura. However, our new

age for the Boca de Tauce unit, 2.36 ± 0.03 Ma, shows that the construction of this formation is not coeval with La Angostura. Boca de Tauce rather appears to be linked to the neighbouring series of El Cedro. Together, these formations constitute the SW wall of the present caldera and their dips indicate that they have a common source, located within the present LCC. The available chronological data define an interruption in the LCV activity between 2.66 ± 0.06 Ma and 2.36 ± 0.03 Ma.

Ancochea et al. (1999), followed by several authors (e.g: Cantagrel et al., 1999; Ablay and Hülmann, 2000), proposed that a large landslide occurred during such gap. This interpretation is based on the dissymmetry of the outcrops of the oldest parts of the LCV, restricted to the S of the present edifice, which suggest that the northern part of the LCV was involved in a large lateral collapse towards the NE. A part of the huge debris apron imaged offshore has been attributed to such event (e.g.: Ablay and Hülmann, 2000; Masson et al., 2002). An additional piece of evidence has been found in a water recovery gallery of the Tigaiga Massif, where the first lavas overlying a breccia, interpreted as a debris avalanche deposit, were dated at 2.28 - 2.23 Ma (Ibarrola et al., 1993). However, this age has been obtained in K-Ar on whole rock and its significance can be questioned, especially in a water gallery at the contact with the aquifer.

In this context, our new age of 1.86 ± 0.03 Ma, determined from our sample TNF08N, at the base of the Tigaiga Massif, about 600 m under the structural surface of the massif, is of particular importance (Fig.3). Considering its position, this sample certainly pertains to an early phase of construction of the massif and thus casts some doubts about the whole rock K/Ar age obtained by Ibarrola et al. (1993).

Moreover, our new chronological data on the Boca de Tauce serie, showing the coeval construction of the western series of the LCV, indicate that the center of the edifice, located within the present LCC, had to be more than 3000 m in height, until at least 2.00 ± 0.20 Ma (Fuster et al., 1994). Such geometry would be incompatible with the position of the sample of Ibarrola et al. (1993) in the Tigaiga gallery, dated at 2.28 - 2.23 Ma.

The observed switch from mafic to trachytic activity in the La Angostura wall, dated between 2.99 ± 0.07 Ma and 2.87 ± 0.04 Ma, and the subsequent gap in the

LCV activity could alternatively reflect a bypass between the central volcano and its NERZ. Indeed, a construction period for the core of the NERZ has been evidenced through two samples picked up from the deepest parts of the Cueva de las colmenas and Los Dornajos galleries (Fig.4) and dated at 2.95 ± 0.04 Ma and 2.71 ± 0.06 Ma (Carracedo et al., 2011), respectively. In such conditions, the trachytic unit of La Angostura could reflect the differentiation of a shallow magma chamber disconnected from its magma feeding system.

New constrains on the construction of the NERZ

The proto-NERZ stage (>1.1 Ma)

Our new age of 1.37 ± 0.03 Ma, obtained from the sample PS3, picked up in the upper part of the core of the rift zone, in the Pino Soler gallery (1150 m), close to the axis of this structure, describes a previously unreported eruptive phase for the NERZ. This sample can hardly be correlated with any of the units previously described in the scarps. However, it allows to set a maximum height of ~ 1200 m a.s.l. for the NERZ prior to its final stage of development (ca. 1100 – ca. 800 ka, Carracedo et al., 2011; this work).

Such height is consistent with the maximum height of 1000 m that can be deduced from the position of the oldest parts of the NERZ as observed in the water recovery galleries explored in the Micheque zone (i.e: El Loro and Los Dornajos galleries, Carracedo et al., 2011) and in the northern part of the Guïmar scarp (Cueva de las colmenas, this study).

This shows that no substantial activity occurred on the NERZ until the onset of the observed stage of development ca. 1100 ka. This sample is now buried under an 850 m lava pile which evidences the importance of this building stage which was probably almost complete at ca 800 ka.

Considering the present-day minimum lateral extension of the NERZ, (i.e: 12 km along a transect parallel to the Guïmar northern scarp), the volume of a proto-NERZ segment 1000 m-high and 25 km-long, would be about 150 km^3 . Such minimum estimate is in relative agreement with the value of 200 km^3 , proposed by Carracedo et al. (2011).

Ridge building phase (ca. 1100 – 843 ± 12 ka).

The eruptive records available for the construction of the NERZ crop out in the high scarps of the Guïmar and La Orotava landslides (Fig.2). Our new data fills some of the lacks in the existing dataset and complements the knowledge of this zone.

The onset for the major construction phase of the NERZ is believed to have occurred at ca. 1100 ka (Carracedo et al., 2011) from two consistent ages determination at 1008 ± 22 ka (sample JCD-550) and 992 ± 21 ka (sample KAR-41), obtained on two of the first reachable lava flows over the base of the southern Guïmar scarp. The latter of these ages is compatible within uncertainties with the age of 963 ± 21 ka (Carracedo et al., 2011) determined on a lava flow sampled in the upper part of the scarp (JCD-533), showing that most of the volcanic succession (almost 400 m out of 550 m) exposed in the southern scarp of Guïmar has been emplaced in a very short period, with local accumulation rates between 3.6 and 11 m kyr⁻¹. Our sample TNF08K, taken low in the Tigaiga wall, and dated at 1006 ± 14 ka is coeval with this onset of magmatic activity. However, the overlying volcanic succession associated with this period of high accumulation rates in the Guïmar scarp, is less than 150 m in thickness in the Tigaiga wall, showing a clear contrast between the northern and the southern flanks of the rift zone at least in the most proximal part (with respects to the LCV).

The products of this early building phase range from alkali basalts / basanites to hawaiites. The hawaiites have been erupted at the base of the sequences both in the Guïmar and the Tigaiga walls while the analysed basalt and basanite come from the upper Guïmar scarp sequence. They are very close stratigraphically, and equivalent to the sample JCD-533 of Carracedo et al. (2011). However, these samples display an important compositional variability through incompatible elements such as alkalis (alkalinity indexes of 2.8 for TNF10G and 3.7 for TNF08S) and e.g.: Ba, Sr, Nb, with enrichment factors of 1.6-1.7 of the basanitic sample TNF08S (though slightly phyric) with respects to the basalt TNF10G for these elements. This can be illustrated by comparing the (Ba/Th)_{PM} ratio of both samples. The conventional proxies for melt fractions for these samples, such as the steepness of the REE patterns equally yield variable results with (La/Yb)_{PM} = 13.7 and 21.7, respectively for TNF10G and TNF08S. For comparison, the only aphyric basalt (TN3) analysed by Longpre et al.

(2009) for the Teno shield has $(\text{La/Yb})_{\text{PM}} = 12.7$. A plagioclase basalt of the same formation displays $(\text{La/Yb})_{\text{PM}} = 10.7$. The sequence to which these samples belong is believed to reflect some of the highest melt fractions in the Teno massif and Tenerife.

The summit of the southern wall of Guïmar records a clear decrease of volcanic activity with only a few tens of meters accumulated between 963 ± 21 ka and 861 ± 16 ka. During this period, volcanic activity has apparently migrated towards the distal part of the NERZ where the basal levels of the Guïmar and the Santa Ursula scarps are dated at 929 ± 20 ka (Carracedo et al., 2011) and 897 ± 14 ka, respectively. Moreover, the volcanic succession exposed in the northern scarp of the Guïmar landslide has been entirely built during this lesser activity period for the proximal part of the NERZ, since its structural surface is here dated at 843 ± 12 ka. The accumulation rates for this sequence are constrained between 4 and 10 m kyr^{-1} , with a peak for the last 150 m, emplaced with a minimum rate of 5.8 m kyr^{-1} (4 m kyr^{-1} after Carracedo et al., 2011). These accumulation rates are consistent with those found for the southern scarp. The Santa Ursula scarp is hardly accessible and appears, as the Tigaiga wall, as a composite wall, built by several cycles of activity. Accumulation rates are thus more difficult to constrain. However, our new ages for the samples TNF10J and TNF10Y (813 ± 12 ka and 805 ± 12 ka, respectively) which belong to another section in this succession shows that a thick part of the upper sequence emplaced after the Guïmar landslide. This suggests, as in the case of the Tigaiga scarp, that the volcanic activity, unless coeval, could have been lesser on the northern flank of the NERZ. This could be explained by statistically more frequent intrusions in the southern flank of the NERZ during this building period. Such behavior could be favoured by a continuous deformation of the flank in the case, for example, of a creeping sector (e.g: Dietrich, 1988; Walter & Troll, 2003; LeCorvec & Walter, 2009).

The products of this eruptive phase range in composition from basanites to mugearites. The basanites, sampled relatively low in the stratigraphic section, share some features with sample TNF08S with similar alkali, and incompatible trace contents ($[\text{La/Yb}]_{\text{PM}}=20.3$ on average and $[\text{Ba/Th}]_{\text{PM}}<1.2$). Both mugearites belong to the upper part of the southern Guïmar scarp and are coeval, within uncertainties, with the phyric alkali basalt (TNF08T) which constitutes the structural surface of the

southern volcanic succession. Such activity pattern suggests that the final stages of activity prior to the Guïmar landslide encompass the whole length of the NERZ.

The mugearitic samples of this eruptive phase (TNF08Z and TNF08X) are weakly alkaline (alkalinity indexes of 3.0 and 3.6) and slightly under-saturated (normative nepheline contents of 4% and 7%). Their spidergrams are very similar to those of the basanites and exhibit overall similar levels of enrichment with respect to the primitive mantle (e.g.: $[La_{mug}]_{PM} \approx [La_{mug}]_{PM} \approx 120$ on average). This, together with slight depletions in REE, with respect to the basanites suggests that the analyzed mugearitic samples are not generated by fractional crystallization of the basanitic batch of magma. On the other hand, our alkali basalts, with their lower enrichments with respects to basanites appear much more likely to evolve towards the observed mugearites.

It is of particular interest to note that the latest activity occurring on the distal end of the NERZ prior to the large Guïmar landslide emplaced rather differentiated magmas. Such differentiated products are absent in the southern wall. Usually, they are rather light and viscous and thus appear unlikely cross the whole length of the NERZ. We infer that a shallow storage system could have developed under the NERZ, where a part of the injected magma stall and evolve by fractional crystallization. From the available stratigraphic and geochronological data, evidences of such differentiated magmas can be found as early as 850 ± 12 ka (TNF08Z). Plagioclase separates from this sample yield an age of 940 ± 15 ka (Table 1), consistent, within uncertainties, with the north-eastward migration of volcanic activity along the NERZ. Such plagioclase phenocrysts could thus represent the early cumulates of such a shallow magma chamber.

Eruptive response to the Guïmar landslide (839 ± 15 ka – ca. 800 ka)

The chronological dataset now available for this construction phase shows that the eruptive response to the Guïmar collapse has been ‘immediate’ and of particular importance. Indeed, several samples (TNF08G, TNF10B and KAR-40, GLD-14, JCD-520, from Carracedo et al., 2011), gathered all along the axis of the NERZ (fig.2, fig.4) have fully compatible ages within uncertainties, with our new maximum age for the collapse given by our sample TNF08X, dated at 843 ± 15 ka. Such distribution

suggests that several emission centers were active along the NERZ soon after the collapse. However, considering the present-day morphology of the fill-in units, a few of them persisted to give rise to individualized volcanoes. This is the case of the Cho Marcial Volcano, which leans back against the back wall of the Guïmar scarp, in the center of the Guïmar valley.

The earliest products of this edifice are mainly ankaramitic, with olivine + pyroxene \pm plagioclase crystals proportions likely to reach 70% and look like cumulates levels brought to the surface. Such crystal-bearing magmas are very dense and extremely unlikely to flow on large distances because of their viscosity (e.g.: Lejeune and Richet, 1995; Petford, 2009). We infer that substantial volume of such products have been erupted at the CMV and accumulated close to the emission center, building a high aspect ratio edifice despite the steep slopes of its substratum, consistent with the morphology of the CMV flanks.

The presence of such magmatic products at the surface have been recognized within the landslide structures in several canarian islands (e.g.: Longpre et al., 2009; Manconi et al., 2009; Carracedo et al., 2011) and interpreted as the result of the destabilization of the magma feeding system by large landslides (Manconi et al., 2009). Crystal-saturated magmas are particularly ubiquitous in the CMV basal levels and evidence, in our opinion, the destabilization of a shallow magma storage level in the vicinity of the edifice.

From our new geochronological data, the CMV has been built very rapidly with local accumulation rates, ranging between 4.3 and 20 m kyr⁻¹, depending on the uncertainties. Such accumulation rates are compatible with the minimum rate of 7 m kyr⁻¹ obtained for the Ayosa formation with our samples TNF10J and TNF10Y, or the 12 m kyr⁻¹ computed for the coeval Micheque formation (Carracedo et al., 2011). These accumulation rates appear consistent among them, unless for unrelated units, and overall more important than those computed along the Guïmar scarps.

This suggests a vigorous eruptive response, as proposed in several other cases (e.g.: Hildenbrand et al., 2004; Hora et al., 2007; Boulesteix et al., 2012). However, from our new data, such eruptive response is not restricted to the landslide scar, as it is often the case but also occurs locally in some unaffected sectors of the NERZ axis,

as evidenced by the sample JCD-500 of Carracedo et al. (2011) which apparently flowed along the Guimar southern scarp. Locally, such activity has flowed towards the northern flank of the NERZ as evidenced by the Micheque succession, or the CMV sector (Fig.4), where relatively thick succession have been emplaced.

The seven lava flows pertaining to the eruptive response to the Guimar flank collapse that we analyzed lie within the alkali basalts and basanites fields. They are SiO₂ depleted and K₂O and TiO₂-enriched, among the major oxides, with respects to the magmas emitted during the ridge building stage. Important incompatible traces enrichments, such as Ba, Sr or Zr also strongly affect these products. The spidergrams of the analyzed samples combine into two groups with distinct enrichment levels for most of the elements (Figure 10). The group which bears the lesser enrichment level is made up of our samples from the CMV (i.e.: TNF08G, TNF10B, TNF10I and TNF08A) which span the whole period of the eruptive response to the Guimar flank collapse. It also displays a more important chemical variability than the other group. The second group is constituted with the samples TNF10E, equivalent to the KAR-40 sample of Carracedo et al. (2011), and of TNF10J and TNF10Y which pertain to the Ayosa formation, in the vicinity of the CMV.

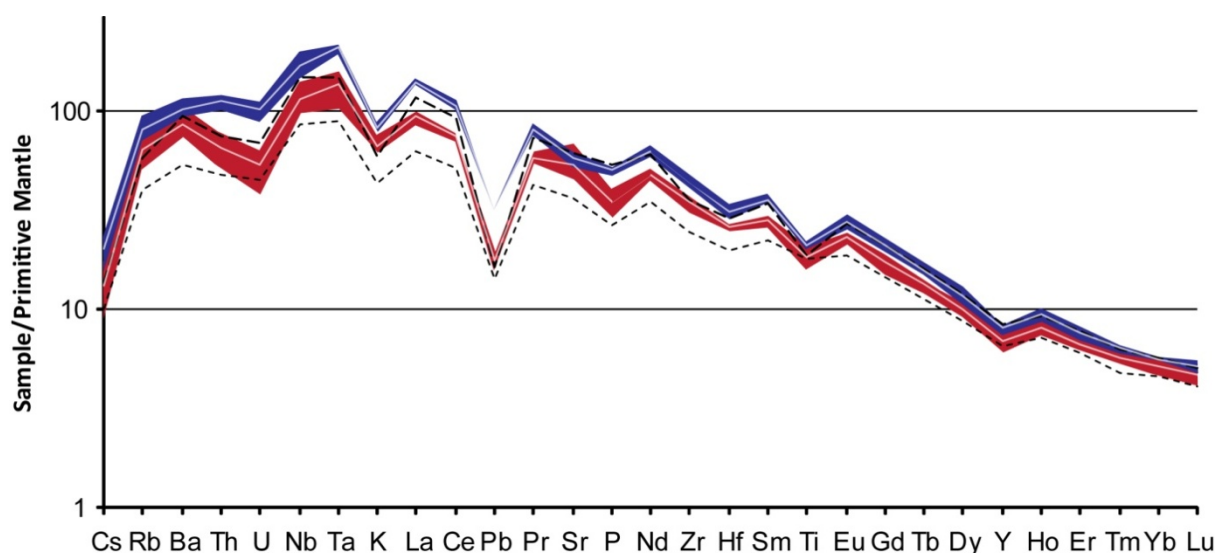


Figure 10: Spider-diagrams for the samples of the eruptive response to the Guimar landslide. Normalization to the primitive mantle after McDonough and Sun (1995). The red field represents the composition range (minimum-maximum) for the samples of the CMV edifice. The blue field stands for the composition of the samples of the NERZ. The white lines within each field represent the mean content for the group of samples. The dashed lines represent the average composition of the pre-landslide mafic units, the thickest line corresponding to basanites, the other one is for the basalts.

As some of the samples concerned by such difference have been cross-checked in 2 to 3 laboratories, measurement issues are unpalatable to be involved. Considering the number of samples, their geographic repartition and the period (15 to 69 kyr long) encompassed by our samples of the CMV, such observation is unlikely to be linked to a sampling bias. We believe that they rather reflect an actual chemical difference between these coeval units.

We propose that the distinctive chemistry of the CMV products may reflect the existence of a separated magma feeding system for this volcano. This is in agreement with our postulate that the large outcrops of ankaramites at the base of the CMV could be linked with the emptying of a local magma storage system.

Such difference in the enrichment level may arise from several processes. Crystal fractionation is unlikely to be responsible for this since these basanitic samples have rather similar major oxides contents. Moreover, the spidergrams are not globally parallel. The CMV lavas display slight positive anomalies in Ba and Sr, and a negative anomaly in U in plus than the K, Pb, Ti, Y and Hf negative anomalies which are ubiquitous in canarian lavas. Such anomalies could be explained by slight differences in the modal composition of the source region for the magmas. However, such geographical partition for coeval magmas would be awkward. Finally, both groups display similar HREE patterns, resulting in distinctive steepness of the REE patterns, commonly expressed by the $(La/Yb)_{PM}$ ratio. CMV products have $[La/Yb]_{PM} = 18.4$ on average while the other group has $[La/Yb]_{PM} = 25.0$ on average. Various degrees of partial melting are commonly used to describe such differences. The higher enrichment levels and overall higher $[La/Yb]_{PM}$ of the post-Guïmar samples with respects to those of the ridge building phase plead for a decrease in the melt fraction. However, the higher Ti content of the lavas erupted shortly after the Guïmar landslide rather indicate a substantial increase in the melting degree, since Ti has a compatible behavior ($Kd_{bulk\ peridotite} = 1.8 - 2$, Ayers et al., 1997).

The observed anomalies in Ti and some incompatible trace elements could alternatively be attributed to a contamination. AFC process with syenite clasts has been described by Wolff et al. (1999) for the Diego Hernandez succession. However, the published analysis for these syenites display low Ti, Sr and Ba contents which cannot explain the observed anomalies. On the other hand, LA-ICP-MS trace

elements analysis in an amphibole from the Anaga Massif (Thirlwall et al., 2000) exhibit particularly high Sr, Ba, Nb, Y and Ti contents. Such amphibole appears as a good candidate as the contaminant of our lavas. Moreover, Simonsen et al. (2000) describe assimilation of material (syenite, amphibolites) as a plausible process to explain the difference in incompatible-trace elements between the old shields basalts and the younger basalts / basanites (i.e.: the Cañadas, NERZ and historic eruptions).

From the available chronostratigraphic data, the widespread activity of the dorsal ridge in response to the large Guïmar landslide appears to experience a real slow down at ca. 800 ka. Most of the main eruptive loci during this phase, i.e: the CMV, the Ayosa and Micheque series, are in their latest stages of activity. The structural surface of the CMV and one of the latest flows pertaining to the Montaña Ayosa series (Fig.2) have been dated at 797 ± 12 ka and 805 ± 12 ka, respectively. The shallowest part of the Micheque succession exposed in the Los Dornajos gallery is dated at 806 ± 18 ka (Carracedo et al., 2011). Finally, a late eruption capping the southern flank of the NERZ, East of the Guïmar landslide structure constitutes the last record of this period of activity with an age of 789 ± 17 ka (Carracedo et al., 2007), given at 798 ± 12 ka in Carracedo et al. (2011).

Renewal of volcanic activity at LCV (ca.800 ka – ca 600 ka)

The apparent decline of the NERZ activity appears to be linked with a renewal of important volcanism in the LCC (Fig.3). Indeed, our new geochronological sets the beginning of the emission of the Las Pilas sequence, over the unconformity which bounds the old La Angostura Massif in the south-eastern part of the LCC, at 772 ± 11 ka. Our sample TNF08Q, one of the lowest lava flows of the Las Pilas Unit, is compatible within uncertainties with the ages constraining the latest activity of the eruptive response to the Guïmar landslide.

The Las Pilas unit consists in a 300 m-thick flatly dipping lavic sequence, defining a probable emission center within the present-day LCC (Ancochea et al., 1999). The Las Pilas unit is mostly differentiated in its lower part, with products ranging from phono-tephrite to phonolite. Our new chemical determination on two tephri-phonolites display the Rb, Zr and Th anomalies, which characterize the assimilation of syenite, such as described for the Diego Hernandez succession (Wolff et al., 1999). These

authors proposed that formations older than Diego Hernandez might have been affected by such process. This is confirmed here by our analyses and suggests that the syenites have been formed during an earlier phase of volcanic activity of the LCV, for example, during the Ucanca cycle (1.54-1.07 Ma, Marti et al., 1994, 1997).

Our new age of 760 ± 20 ka (sample TNF08P, Fig.3) shows that the lower sequence of Las Pilas is coeval with the intrusion of large phonolitic dykes in the Montaña Guajara sector. These dykes could be associated with the Cycle 2 of the Bandas del Sur pyroclastic succession since the isopachs of most of these pyroclastic levels suggest emission point in the Montaña Guajara zone. From available data, our TNF08P sample could be associated with the Saltadero ignimbrite (763 ± 13 ka, Bryan et al., 1998), one of the earliest ignimbrites of this cycle, which ends with the voluminous Granadilla ignimbrite (600 ± 7 , Brown et al., 2003).

This period of construction implying the eruption of differentiated products apparently pursued at least until ca. 680 ka and concerns various zones of the LCV. Carracedo et al. (2007) reported an age of 706 ± 20 ka for a tephri-phonolitic flow located on the northern coastal platform of the Teno Massif which evidences the activity of the NW rift zone during this period. This sample lacks the Rb and Sr anomalies displayed by the tephri-phonolites of Las Pilas but presents a major positive anomaly in Ba (Ba=1730 ppm; $[Ba/Th]_{PM}=2.1$) and Sr similar to those previously observed in the basanites of the ridge building phase of the NERZ. This indicates that several magma chambers could have been active simultaneously under the LCV at that time.

Our sample TNF08J, picked out in the Tigaiga scarp about 250 m under the structural surface and dated at 691 ± 10 ka, shows that this renewal of activity in the LCV apparently built a large part of its eastern sector.

From our new data, the construction of the Las Pilas sequence ends at 664 ± 10 ka with thick basaltic flows (sample 68G), defining a construction period for the eastern part of the present LCV edifice between 772 ± 11 ka and 664 ± 10 ka. This is in strong contradiction with the stratigraphy established by Marti (1994) and used in several publications (Marti et al., 1994; Ablay and Marti, 2000; Galindo et al, 2005; Coppo et al., 2007; Edgar et al., 2007; Coppo et al., 2009; Kröcher and Buchner,

2009; Geyer and Marti, 2010) in which this sequence belong to the Lower Group of Las Cañadas, together with the La Angostura sequence, though ~ 3 Myr older. This shows that the stratigraphy used by these authors is clearly inexact and might result in false interpretations.

The relatively short construction period (97-129 kyr) of the thick Las Pilas sequence (at least 250 m outcropping), results in accumulation rates of $2.2 - 2.9 \text{ m kyr}^{-1}$ across the LCC wall.

This sample is relatively weakly alkaline (alkalinity index of 2.1) and silica undersaturated. It exhibits rather low overall enrichment levels ($La_{PM} = 64$) and limited fractionation between LREE and HREE ($[La/Yb]_{PM} = 15.2$) with respects to the mafic products of the eruptive response to the of the Guïmar landslide (up to 25). This is of the same order of magnitude than the basaltic products of the ridge building stage of NERZ.

Pre La Orotava landslide construction phase (c.a. 600 ka – ca. 530 ka)

Later activity concentrated along the NERZ as evidenced by a cluster of radiometric ages between $560 \pm 30 \text{ ka}$ (Ancochea et al., 1990) and $526 \pm 8 \text{ ka}$ (this study) obtained for samples distributed both on the top of the scarps of the La Orotava landslide (samples TNF08W, TNF08H and 68K for this study, Fig.4) and in the Guïmar valley (samples TNF10W and TNF10X). This shows that a robust volcanic phase occurred on the whole length of the NERZ prior to the La Orotava landslide. Locally, it built up the last 200 m of the Tigaiga sequence in less than 150 kyr, which results in accumulation rates between $1.2-1.6 \text{ m kyr}^{-1}$.

The products emitted during this phase are undersaturated in silica (9.6% normative nepheline on average) and trend between basanites and phono-tephrites. They display relatively linear trends in harker-like diagrams, indicating a fractional crystallization dominated evolution for this group of samples. Such observation is strengthened by very parallel spidergrams. The enrichment levels for these samples are slightly higher than for the ultimate products of the Las Pilas sequence ($La_{PM} = 103$; $[La/Yb]_{PM} = 20.2$ for the most mafic sample). TNF10W, sampled in the upper Guïmar valley, along the axis of the NERZ, displays the Th-Rb positive anomalies described by Wolff et al. (1999).

La Orotava landslide and scar fill-in activity (c.a. 530 ka – c.a. 400 ka)

The La Orotava landslide occurred at ca. 530 ka. It has been followed by a vigorous eruptive response which emplaced an at least 300 m-thick delta of lavas within the La Orotava valley in less than 50 kyr, resulting in accumulation rates of 6.4 to 18.5 m kyr⁻¹ consistent with the accumulation rates calculated for eruptive response to the Guïmar landslide.

The analysed La Orotava scar early filling products (PS4, PS5, EA2) are basanitic in composition. The earliest samples of this filling unit (PS4 and PS5) are olivine + pyroxene phyric, while EA2 is almost aphyric. All these samples are undersaturated (12.5% in normative nepheline on average) and display enrichment levels of the same order than the lavas of the pre-landslide sequence ($90 < La_{PM} < 113$).

Sample PS5 presents high Na₂O and K₂O contents with respects to the PS4 and EA2 samples (25% et 40% higher on average respectively). It also displays clear positive anomalies in Rb, Sr and Th, which were attributed to syenite assimilation in a magma chamber of the LCV system (Wolff et al., 1999).

Renewal of activity in the LCV (c.a 430 ka – 175 ka)

This particular effect of assimilation has been described from the detailed study of the whole Diego Hernandez succession, the easternmost part of the LCC wall, especially from the ignimbritic levels which frequently bear syenite clasts. We constrain here its emplacement between 432 ± 10 ka and 175 ± 3 ka (Boulesteix et al., 2012). This is in agreement with a sample taken from the western rim of the Icod valley and dated at 411 ± 10 ka (Carracedo et al., 2006, 2007) further evidencing a renewal of activity on the Las Cañadas activity. This sequence cuts the Las Pilas section along a sub-vertical unconformity, locally known as Risco Verde (Fig.3), which is interpreted as the trace of the La Orotava landslide scar (e.g.: Marti et al., 1997; Cantagrel et al., 1999; Hürlimann et al., 2001). Though of relatively small extension, this part of the La Orotava scarp headwall appears to have been filled at a low pace. Accumulation rates for the outcropping part of this 230 m thick sequence range between 0.85 and 0.95 m kyr⁻¹.

The Diego Hernandez sequence is bimodal in composition with basanites and phonolites, a few samples intermediate in compositions resulting from a mingling process (Wolff et al., 1999). The mafic lavas present rather limited ranges of variation in compositions for most of the major elements. Only Na₂O and K₂O contents display some scatter, consistent with the assimilation process described by Wolff et al. (1999).

Dispersed activity along the NERZ (c.a 250 ka – 175 ka)

Several of the latest edifices scattered along the axis of the NERZ or their associated lava flows have been dated during the late stage of construction of the Diego Hernandez section. Carracedo et al. (2011) report a haüyne bearing phonolitic lava flow dated at 223 ± 6 ka in the central part of the La Orotava valley (Fig.4). Our sample PS6, taken at the entrance of the Pino Soler gallery, is dated at 182 ± 3 ka, which is similar to the age obtained for the Lomo de la Vieja (sample TNF08M), the small basanitic edifice leant against the Santa Ursula scarp (Fig.4). Furthermore, this period is characterized by a period of activity of the NWRZ evidenced by 3 ages determined on basanitic edifices, located on the coastal platform of the Teno Massif (Fig.2), at 261 ± 7 ka, 194 ± 8 ka and 178 ± 6 ka (Carracedo et al., 2006, 2007).

Our samples TNF08M and PS6 illustrate the chemical variability of the NERZ chemistry before the collapses. TNF08M is a slightly undersaturated basanite, with rather low enrichment levels ($La_{PM}=95$; $[La/Yb]_{PM}=17$). PS6 is a benmoreite characterized by a very high Ba content (2000 ppm, $[Ba/Th]_{PM}=2.7$) compared to the Diego Hernandez differentiated samples ($[Ba_{PM}/Th]_{PM} \approx 0.2$ on average). Such difference in composition for coeval magmas requires the existence of at least two magma chambers as we already suggested for the first episode of renewal of activity in the LCV.

Such observation is confirmed by similar differences between the basanitic samples emitted along the NWRZ. According to the geochemical data published by Carracedo et al. (2006), one of these samples, dated at 178 ± 6 ka, has a very similar overall composition with respects to our sample TNF08M (including a $[Ba/Th]_{PM}$ of 1.5). The other two basanites of this group of samples display similar spidergrams except a positive anomaly in Ba, with enrichments, expressed by the $[Ba/Th]_{PM}$ ratio

of 2.4 and 3.1. The last mafic flow of the Diego Hernandez section (TNF10R, Fig.3), erupted at 191 ± 4 ka, has a $[\text{Ba}/\text{Th}]_{\text{PM}}$ ratio of 1.1.

The observed variations in chemical composition are not likely to arise from analytical issues since these data come from datasets produced in several laboratories by different authors.

Such geographic pattern would thus suggest that the rift zones might sample alternatively one or the other magma chamber through time and distribute the materials at various locations on the island.

The third phase of activity of the LCV ends with the large Icod landslide, which carved the large LCC and the Icod valley 175 kyr ago (Boulesteix et al., 2012). This collapse is believed to have triggered the blast of a shallow magma chamber which would have emplaced widely dispersed pyroclastic deposits around the volcano (Ancochea et al., 1999; Schmincke et al., 1999; Van den Bogaard and Schirnack, 2001; Navarro, 2004; Boulesteix et al., 2012).

Since then, the large Teide-Pico Viejo eruptive system grows within this large landslide scar. The dynamics of its construction in the light of geochemical and morphological data has been discussed in Boulesteix et al. (2012). More information about this system can be found in Ablay et al. (1998), Ablay and Marti (2000), Carracedo et al., 2006, 2007) and references herein.

Summary and conclusions

Our new data confirm the old ages obtained on the ancient parts the LCV, showing that this massive edifice began to grow over the remnant of the old shield series soon after the latest activity dated in the Anaga shield (Fig.11). The LCV grew in two major stages, probably separated by an old flank collapse at ca. 2 Ma, in the western part of the present day volcano between ca. 3.5 Ma and ca. 1.4 Ma. Such edifice probably reached about 20 km in radius and probably 3200 m in height as proposed by Ancochea et al., 1999 (Fig.11). This edifice is mainly composed of differentiated products including large ignimbrites.

This volcano supported the construction of the NERZ, which resumed over a late Miocene extension of the primitive shield towards the Anaga massif (Guillou et al.,

2004; Carracedo et al., 2011) at c.a 3 Ma (Fig.11). This phase built an early ridge up to at least 1000 m a.s.l in the Santa Ursula sector before 2.7 Ma. Irregular activity probably persisted until the beginning of the ridge building phase at ca. 1100 ka (Carracedo et al., 2011).

Such eruptive phase quickly piled up accumulations of hundreds of meters of lava flows along this N40 striking structural axis. Such overgrowth triggered instability of the southern flank of the NERZ at 843 ± 12 ka, which resulted in the Guïmar landslide. A vigorous eruptive response quickly filled a large part of the scarp, leading in some localities to overspill towards the northern flank of the rift zone (Fig.11). Our new data shows that after a 50 kyr period, the activity almost ceased on the NERZ to concentrate in the LCV, building the modern eastern part of the edifice up between ca. 780 ka and ca. 600 ka (Fig.11).

A renewal of activity occurred all along the NERZ prior to the La Orotava landslide which occurred between 526 ± 8 ka and 531 ± 9 ka. This landslide apparently took up the easternmost part of the LCV edifice, leading to the construction of the Diego Hernandez succession after a period of nested volcanism within the La Orotava Valley (Fig.11).

Finally, coeval activity of the LCV and the NERZ occurred prior to the large Icod landslide which carved the northern flank of the central edifice up to the present-day LCC. A period of intense nested volcanism (with construction rates up to $8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$, Boulesteix et al., 2012) quickly filled up the scarp, adding significant load which favoured storage and magmatic differentiation (Boulesteix et al., 2012).

The distribution of giant landslides along the NERZ of Tenerife is striking and lead to the development of different models to account for the observed pattern of evolution. Carracedo et al. (2011) proposed that:

- (1) the fast growth of the NERZ leads to gravitational instability
- (2) flank collapses disrupt the magma feeding system and cause
- (3) nested volcanism with high eruptive rates
- (4) progressive decline of activity leading to magmatic differentiation

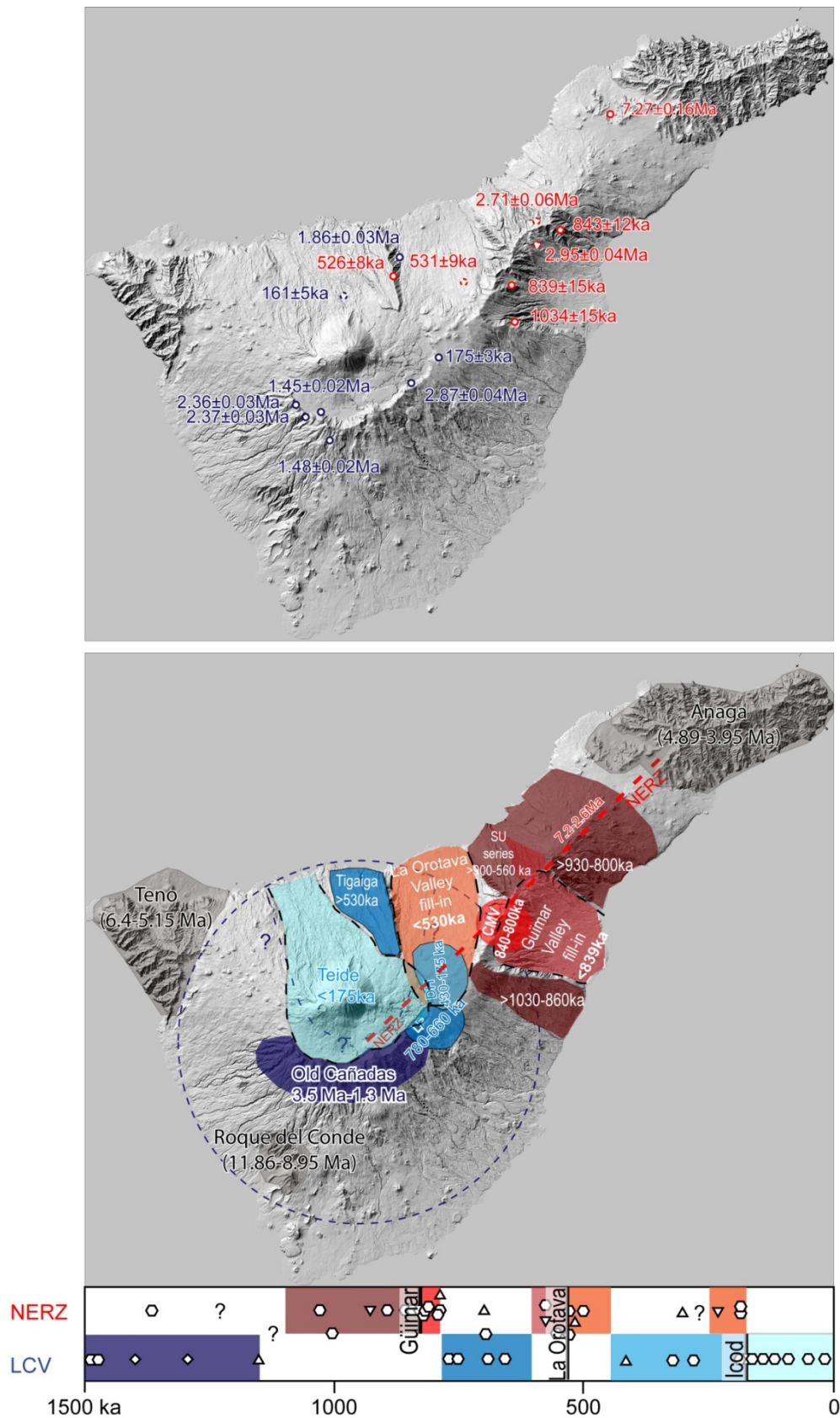


Figure 11: Synthetic map of the distribution of volcanic activity in Tenerife during the last 3 Myr. The map in the upper part of the figure displays the elements of results of geochronology defining the time bounds for the different units used in the geological map in the lower part of the figure. In this map, the chrono-stratigraphic units linked to the LCV appear in blue while the NERZ units are displayed in red tones. Dark colours stand for older units of each system.

Boulesteix et al. (in prep) propose that flank instability progresses along the NERZ guided by the sealing of the successive landslide scars by nested volcanism with a recurrence of ~ 300 kyr.

Our new data allow us to complement these models. Our new constraints on the Las Pilas and the Diego Hernandez successions revealed that the eastern part of the LCV edifice was built in two main eruptive stages. From our new data, the onset of each of these stages is coeval with a significant decline in the post-collapse activity. The disruption of the magma feeding system by the giant collapses enhances the volcanic activity by emptying the magma storage system (Manconi et al., 2009). This is evidenced by the important proportion of phyrlic material in the earliest post-collapse successions (Manconi et al., 2009) and the important chemical variability of the emitted products. Nevertheless, we did not observe any significant changes between the chemistry of pre- and post-collapse successions.

The post-collapse activity often produces nested volcanism, which emplace thick basaltic successions at high accumulation rates, which can occasionally overflow the rims of the landslide scar. However, volcanism is likely to occur locally outside of the scar, along the rift zone axis. Such robust eruptive response to the landslides occur on short time scales (50 – 100 kyr), which might correspond to the specific time for the system to return to equilibrium.

Upwelling of fresh magma towards the shallowest parts of the edifice is likely to intercept the shallow LCV plumbing system and trigger a renewal of activity within the central edifice. The growth of this edifice towards the east progressively impedes further intrusions and favours migration of the activity towards the NERZ, starting a new cycle. Such construction periods usually last for ~ 250 kyr.

From our new data, differentiated magmas were erupted prior to each of the three last large flank collapse, when the NERZ reached its maximum height and would tend to quiescence. Nonetheless, the latent gravitational instability of such fast-grown volcanic piles lead to three deep-seated flank collapses. The removal of large sectors of the edifice flank affected the plumbing system of the volcano, allowing the sustained upwelling of dense magmas previously stored at depth (Pinel and Jaupart., 2000; Manconi et al., 2009) dragging a part of the cumulates up to the surface. We

propose that such a process could be responsible for the persistence of volcanic activity along the rift zone.

Differentiated products have also been erupted prior a large flank collapse in the old Teno shield, NW of Tenerife (Longpre et al., 2009), following the development of a shield volcano on the NWRZ. Volcanic activity pursued during 1 Myr after the collapse (Guillou et al., 2004; Longpre et al., 2009) with the construction of a thick post-collapse eruptive complex characterized by late differentiated activity prior to the migration of volcanic activity towards the E and the development of the Anaga massif.

In the neighbouring island of La Palma, the shield Taburiente volcano has been affected by a giant flank collapse (e.g.: Carracedo et al., 1999; Urgeles et al., 1999). A vigorous nested post-landslide volcanic activity quickly built the Bejenado edifice within the landslide scar in less than 30 kyr (Hildenbrand et al., 2003). Volcanic activity later concentrated along the southern rift zone, building a steep sided ridge which western flank is deforming (e.g.: Moss et al., 1999; Garcia and Jones 2010), preparing a new large flank collapse (Day et al., 1999; Ward).

In that way, we propose that large landslides could contribute to maintain volcanic activity on such volcanic islands.

Acknowledgements

We acknowledge Medio Ambiente for authorizing access and sampling of the different parts of Tenerife. We are grateful to C. Liorzou and C. Bassoulet for their assistance with chemical analysis. This is LGMT contribution n°XXX.

Bibliography.

- Ablay, G.J., Carroll, M.R., Palmer, M.R., Marti, J., Sparks, R.S.J., 1998. Basanite-phonolite lineages of the Teide Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905-936.
- Ablay, G., Hurlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 135-159.
- Ablay, G.J., Carroll, M.R., Palmer, M.R., Marti, J., Sparks, R.S.J., 1998. Basanite-phonolite lineages of the Teide Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905-936.
- Ancochea, E., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, J.M., Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary-Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4), 231-249.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fuster, J.M., Arnaud, N., Ibarrola, E., 1999. Evolution of the Canadas edifice and its implications for the origin of the Canadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(3), 177-199.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Fuster, J.M., Cantagrel, J.M., Coello, J., Ibarrola, E., 1995. Geocronologia de la Pared de la Calderade las Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90, 107-124.
- Ayers, J.C., Dittmer, S.K., Layne, G.D., 1997. Partitioning of elements between peridotite and H₂O at 2.0-3.0 GPa and 900-1100 degrees C, and application to models of subduction zone processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150(3-4), 381-398.
- Barrat, J.A., Keller, F., Amosse, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter*, 20(1), 133-139.
- Barrat, J.A., Blichert-Toft, J., Nesbitt, R.W., Keller, F., 2001. Bulk chemistry of Saharan shergottite Dar al Gani 476. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(1), 23-29.

- Barrat, J.A., Yamaguchi, A., Greenwood, R.C., Bohn, M., Cotten, J., Benoit, M., Franchi, I.A., 2007. The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(16), 4108-4124.
- Boulesteix, T., Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V., 2012. Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: New insights from the geomorphologic evolution of the Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary). *Geomorphology*, 138, 61-73.
- Boulesteix, T., Hildenbrand, A., Kelfoun, K., Soler, V., Gillot, P.Y., 2008. Influence of landslide geometry on the dynamics of large debris-avalanches: a comparative study on Tenerife and Tahiti volcanic islands, EGU General Assembly 2008, Vienna (Austria).
- Bravo, J., Bravo, T., 1989. In: V. Araña, J. Coello (Eds.), *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide*. ICONA, pp. 85-100.
- Brown, R.J., Barry, T.L., Branney, M.J., Pringle, M.S., Bryan, S.E., 2003. The Quaternary pyroclastic succession of southeast Tenerife, Canary Islands: explosive eruptions, related caldera subsidence, and sector collapse. *Geological Magazine*, 140(3), 265-288.
- Bryan, S.E., Marti, J., Cas, R.A.F., 1998. Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of Quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Canadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geological Magazine*, 135(5), 605-636.
- Bryan, S.E., Marti, J., Leosson, M., 2002. Petrology and geochemistry of the Bandas del Sur Formation, Las Canadas Edifice, Tenerife (Canary Islands). *Journal of Petrology*, 43(10), 1815-1856.
- Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M., Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*, 27(8), 739-742.
- Carracedo, J.C., 1979. *Paleomagnetismo e Historia Volcánica de Tenerife*. Aula de Cultura del Cabildo de Tenerife, Tenerife.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary-Islands - an example of structural control on the growth of large oceanic-islands volcanos. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3-4), 225-241.

- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Gravestock, P., 1999. Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin*, 111(5), 755-768.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Torrado, F.J.P., Paris, R., Fra-Paleo, U., Hansen, A., 2007. Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1027-1051.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Badiola, E.R., Perez-Torrado, F.J., Gonzalez, A.R., Paris, R., Troll, V., Wiesmaier, S., Delcamp, A., Fernandez-Turiel, J.L., 2009. The NE Rift of Tenerife: towards a model on the origin and evolution of ocean island rifts. *Estudios Geologicos-Madrid*, 65(1), 5-47.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Nomade, S., Rodriguez-Badiola, E., Perez-Torrado, F.J., Rodriguez-Gonzalez, A., Paris, R., Troll, V.R., Wiesmaier, S., Delcamp, A., Fernandez-Turiel, J.L., 2011. Evolution of ocean-island rifts: The northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4), 562-584.
- Dasgupta, R., Jackson, M.G., Lee, C.T.A., 2010. Major element chemistry of ocean island basalts - Conditions of mantle melting and heterogeneity of mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 289(3-4), 377-392.
- Day, S.J., Carracedo, J.C., Guillou, H., Gravestock, P., 1999. Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 135-167.
- Dietrich, J.H., 1988. Growth and Persistence of Hawaiian Volcanic Rift Zones. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4258-4270.
- Edgar, C.J., Wolff, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiners, P.W., Spell, T.L., Marti, J., 2007. The late quaternary Diego Hernandez Formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 59-85.
- Fuster, J.M., Ibarrola, E., Snelling, N.J., Cantagrel, J.M., Huertas, M.J., Coello, J., Ancochea, E., 1994. Cronologia K-Ar de la Formacion Cañadas en el sector

- suroeste de Tenerife: implicaciones de los episodios piroclásticos en la evolución volcánica. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89, 25-41.
- García, X., Jones, A.G., 2010. Internal structure of the western flank of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands, from land magnetotelluric imaging. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R., Torrado, F.J.P., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222(2), 599-614.
- Gurenko, A.A., Hoernle, K.A., Hauff, F., Schmincke, H.U., Han, D., Miura, Y.N., Kaneoka, I., 2006. Major, trace element and Nd-Sr-Pb-O-He-Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chemical Geology*, 233(1-2), 75-112.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V., Lahitte, P., 2003. Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210(1-2), 277-289.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217(3-4), 349-365.
- Hoernle, K., Tilton, G., Schmincke, H.U., 1991. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary-Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106(1-4), 44-63.
- Hoernle, K., Schmincke, H.U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology*, 34(3), 599-626.
- Hora, J.M., Singer, B.S., Wörner, G., 2007. Volcano evolution and eruptive flux on the thick crust of the Andean Central volcanic zone: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints from Volcán Parí, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 343-362.
- Huertas, M.J., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., 2002. Ar- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stratigraphy of pyroclastic units from the Canadas Volcanic Edifice (Tenerife, Canary Islands) and their bearing on the structural evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3-4), 351-365.

- Ibarrola, E., Ancochea, E., Fuster, J.M., Cantagrel, J.M., Coello, J., Snelling, N.J., Huertas, M.J., 1993. Cronoestratigrafia del Macizo de Tigaiga: evolucion de un sector del Edificio Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 88, 57-72.
- Klugel, A., Schwarz, S., van den Bogaard, P., Hoernle, K.A., Wohlgemuth-Ueberwasser, C.C., Koster, J.J., 2009. Structure and evolution of the volcanic rift zone at Ponta de So Louren double dagger o, eastern Madeira. *Bulletin of volcanology*, 71(6), 671-685.
- Krochert, J., Buchner, E., 2007. Age distribution and geochemistry of cinder cones in the Bandas del Sur, South Tenerife (Canary Islands). *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 71(15), A525-A525.
- Le Bas, M.J., Streckeisen, A.L., 1991. The IUG systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 148, 825-833.
- Le Corvec, N., Walter, T.R., 2009. Volcano spreading and fault interaction influenced by rift zone intrusions: Insights from analogue experiments analyzed with digital image correlation technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(3-4), 170-182.
- Lejeune, A.M., Richet, P., 1995. Rheology of crystal bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research*, 100, 4215-4229.
- Longpre, M.A., Troll, V.R., Walter, T.R., Hansteen, T.H., 2009. Volcanic and geochemical evolution of the Teno massif, Tenerife, Canary Islands: Some repercussions of giant landslides on ocean island magmatism. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10.
- Manconi, A., Longpre, M.A., Walter, T.R., Troll, V.R., Hansteen, T.H., 2009. The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology*, 37(12), 1099-1102.
- Marquez, A., Lopez, I., Herrera, R., Martin-Gonzalez, F., Izquierdo, T., Carreno, F., 2008. Spreading and potential instability of Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 35(5), 5.
- Marti, J., Hurlimann, M., Abley, G.J., Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10), 879-882.

- Marti, J., Mitjavila, J., Arana, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary-Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715-727.
- Marti, J., Mitjavila, J., Villa, I., 1990. Stratigraphy and K–Ar ages of the Cañada de Diego Hernandez and their significance on the Las Cañadas caldera formation (Tenerife Canary Islands). *Terra Nova*, 2, 148-153.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.
- Moss, J.L., McGuire, W.J., Page, D., 1999. Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 251-265.
- Navarro, J.M., 2004. Geologia. In: Canseco (Ed.), *Parque Nacional del Teide. Esfagnos*, Talavera de la Reina, pp. 292.
- Neumann, E.R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S.L., Pearson, N.J., Marti, J., Mitjavila, J., 1999. Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 40(7), 1089-1123.
- Petford, N., 2009. Which effective viscosity? *Mineralogical Magazine*, 73(2), 167-191.
- Pinel, V., Jaupart, C., 2000. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci.*, 358(1770), 1515-1532.
- Rodriguez Badiola, E., Perez-Torrado, F.J., Carracedo, J.C., Guillou, H., 2006. Geocronologia e historia volcanica del complejo volcanico del Teide y las dorsales de Tenerife. In: J.C. Carracedo (Ed.), *Los volcanes del Parque Nacional del Teide*. Organismo autonomo parques nacionales Ministerio de medio ambiente, Madrid, pp. 129-165.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P.E., Gillot, P.Y., in press. Morphologic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): competition between volcanic construction and erosion throughout the last 1.4 Myr. *Geomorphology*.
- Schminke, H.U., Navarro, J.M., Sumita, M., 1999. A giant blast associated with flank collapse of the Canadas Volcano (Tenerife, Canary Islands), 0.18 Ma., *EUG10*, Strasbourg, pp. 753.
- Simonsen, S.L., Neumann, E.R., Seim, K., 2000. Sr-Nd-Pb isotope and trace-element geochemistry evidence for a young HIMU source and assimilation at

- Tenerife (Canary Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 299-312.
- Stroncik, N.A., Klugel, A., Hansteen, T.H., 2009. The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(5), 593-607.
- Thirlwall, M.F., Singer, B.S., Marriner, G.F., 2000. Ar-39-Ar-40 ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 247-297.
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B., Le Bas, T., 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B11), 25331-25348.
- Van den Bogaard, P., Schirnick, C., 2001. The Diego Hernandez crisis: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the youngest highly explosive eruption cycle on Tenerife, EGS, Nice.
- Walker, G.P.L., 1986. Koolau dike complex, Oahu - intensity and origin of a sheeted-dike complex high in a hawaiian volcanic edifice. *Geology*, 14(4), 310-313.
- Walker, G.P.L., 1992. Coherent intrusion complexes in large basaltic volcanos - a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50(1-2), 41-54.
- Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 21-34.
- Walter, T.R., 2003. Buttressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental approach on the formation of rift zones. *Geophysical Research Letters*, 30(6).
- Ward, S.N., Day, S., 2001. Cumbre Vieja Volcano - Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3397-3400.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace-element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 381-397.
- Wolff, J.A., Grandy, J.S., Larson, P.B., 2000. Interaction of mantle-derived magma with island crust? Trace element and oxygen isotope data from the Diego Hernandez Formation, Las Canadas, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 343-366.

IV. Conclusions et perspectives



L'étude des grands glissements de flancs a débuté après la première observation de l'effondrement du flanc Nord du Mont St Helens, le 18 Mai 1980 (e.g. : Voight et al., 1981, 1983) et a connu un essor particulièrement important ces dernières années, bénéficiant des développements des méthodes géophysiques, des techniques de modélisation et des moyens de calcul. Ces études ont permis de proposer un ensemble de mécanismes permettant d'expliquer les conditions menant à l'instabilité des édifices volcaniques (e.g. : Borgia, 1994 ; Elsworth et Voight, 1995 ; Merle and Borgia, 1996 ; Elsworth et Day, 1999 ; Walter and Troll, 2003 ; Reid, 2004 ; Quidelleur et al., 2008 ; Wooller et al., 2009), et la conséquence des glissements de flancs associés (e.g. : Smith and Wessel, 2000 ; Pinel et Jaupart, 2000 ; Manconi et al., 2009 ; Stroncik et al., 2009).

L'étude présentée dans cette thèse vise à apporter de nouveaux éléments de compréhension sur ces phénomènes par l'étude des exemples de Tenerife intégrés à l'histoire globale du complexe éruptif.

Notre approche repose sur une étude de terrain minutieuse qui a permis de définir les sections clés permettant d'apporter de nouveaux éléments de compréhension de ces phénomènes et leur place dans l'histoire du complexe éruptif, ainsi que de réunir un jeu d'échantillons significatifs.

Des analyses géomorphologiques, géochronologiques et géochimiques ont été mises en œuvre afin de caractériser les différentes phases mises en évidence et d'appréhender leur place dans l'évolution de l'île de Tenerife. La qualité des données a été l'objet d'un soin tout particulier afin d'être en mesure de tirer le meilleur parti des résultats obtenus.

Cette étude a permis de montrer l'importance jusqu'alors sous-estimée des phénomènes érosifs à Tenerife, avec la mise en évidence du remplissage rapide de plusieurs grandes paléo-vallées par des successions volcaniques à ca. 830 ka.

La datation des trois derniers glissements ayant affecté Tenerife au cours du dernier Myr à ca. 840, ca. 530, et ca. 175 ka a permis de replacer ces événements dans l'histoire connue de l'île et de montrer que les mécanismes proposés jusqu'à présent pour expliquer leur déclenchement, sur la base de la chronologie existante, étaient susceptibles d'être découplés de ces instabilités gravitaires.

Nous proposons, à partir de notre nouveau schéma temporel et de données de terrain, un mécanisme dans lequel les intenses réponses éruptives du système aux effondrements de flancs, scèlent rapidement les structures de glissement, favorisant l'extrusion à leurs abords immédiats. La charge des secteurs adjacents par l'empilement de nouvelles coulées peut conduire à un nouvel épisode d'instabilité. Ce mécanisme pourrait être à l'origine de la propagation des instabilités de flancs le long de l'axe de la NERZ avec une récurrence d'environ 300 kyr.

L'analyse du dernier de ces cycles, grâce aux conditions exceptionnelles d'affleurement offertes par les galeries percées dans la succession de remplissage de la loupe de glissement, a apporté de nombreuses informations quant à la dynamique de l'activité post-effondrements. La détermination de la géométrie du glissement par le référencement des occurrences du niveau de brèches à la base de la séquence éruptive de remplissage a permis d'évaluer le volume actuel du complexe éruptif du Teide à 185 km^3 .

La datation des produits affleurant dans la galerie de La Gotera offre une possibilité d'obtenir un point de vue dynamique sur la reconstruction. En faisant l'hypothèse d'un développement homothétique du complexe, on obtient un modèle de croissance dans lequel l'édifice atteint les deux tiers de sa taille actuelle en moins de 50 kyr. Cette réponse éruptive est principalement constituée par des termes peu différenciés portant des phases cumulatives, qui contrastent fortement avec le magma trachytique émis au moment du glissement.

Ces magmas étaient auparavant stockés en profondeur sous l'effet du contraste de densité existant avec l'édifice (Pinel et Jaupart, 2000). Les très forts taux d'émission calculés (jusqu'à $8 \text{ km}^3 \text{ kyr}^{-1}$ pour les 10 premiers kyr) pour de tels produits suggèrent la vidange du système magmatique pré-existant sous l'effet de sa décompression par la perte de charge liée au glissement. Ce mécanisme a été suggéré par Manconi et al. (2009) pour le glissement d'El Hierro. Le glissement d'Icod constitue un nouvel exemple de ce mécanisme qui propose une alternative à la génération de magma en profondeur sous l'effet des glissements pour expliquer les fortes réponses éruptives (Presley et al., 1997 ; Hildenbrand et al., 2004) qui semble peu plausible dans le cas des Canaries, compte-tenu de l'épaisseur de la croûte.

Ce phénomène semble également avoir lieu pour les glissements de Guïmar et La Orotava où des réponses éruptives brèves et intenses ont extrudé des niveaux ankaramitiques représentant des produits cumulatifs de niveaux de stockage proximaux dont l'influence a pu être mise en évidence localement sur la chimie des produits de l'édifice de Cho-Marcial.

Le processus décrit par Manconi et al. (2009) semble se manifester de manière systématique sur les trois derniers glissements de flancs de Tenerife au cours du dernier million d'années.

La décharge de ces niveaux de stockage superficiels produit une réponse éruptive immédiate, mais dont la durée semble limitée. Une nette diminution des taux d'émission du Teide est enregistrée dans les archives livrées par la galerie de La Gotera après environ 40 kyr d'activité post-effondrement.

Cette durée est sensiblement équivalente à celle des complexes éruptifs post-glissements de La Orotava et Guïmar avant que l'activité ne migre vers l'édifice de Las Cañadas. Ce phénomène pourrait être attribué à l'effet de blocage de l'intrusion par les produits de remplissage décrit dans l'article n°2 présenté dans ce manuscrit. Nous proposons que la pression dans le système d'alimentation devienne trop faible pour permettre l'intrusion de nouveaux dykes dans la rift zone, provoquant un période de quiescence éruptive sur la NERZ.

La stabilisation du système magmatique et la création d'un nouveau réseau d'alimentation pourrait se traduire par une période de regain d'activité sur l'édifice central, avant la reprise éruptive de l'intrusion au niveau de la rift zone.

Ce schéma d'interaction entre le volcan de Las Cañadas et sa rift zone Nord Est est un modèle préliminaire qui doit encore être affiné et testé, notamment par des modèles physiques. Il bénéficiera également de la comparaison avec d'autres systèmes volcan central / rift zone aux Canaries (l'île de La Palma par exemple) mais aussi dans d'autres archipels, comme Madère, qui comprend également des rift zones dont l'activité se prolonge sur plusieurs Myr et le long desquelles des glissements ont été décrits (ex. : Kluegel et al., 2009).

V. Bibliographie.



- Ablay, G., Hurlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 135-159.
- Ablay, G.J., Carroll, M.R., Palmer, M.R., Marti, J., Sparks, R.S.J., 1998. Basanite-phonolite lineages of the Teide Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 39(5), 905-936.
- Acocella, V., Behncke, B., Neri, M., D'Amico, S., 2003. Link between major flank slip and 2002-2003 eruption at Mt. Etna (Italy). *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Acocella, V., Neri, M., 2009. Dike propagation in volcanic edifices: Overview and possible developments. *Tectonophysics*, 471(1-2), 67-77.
- Acosta, J., Uchupi, E., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Grp, Z.E.E.W., 2003. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Researches*, 24(1-2), 1-+.
- Ancochea, E., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, J.M., Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the Island of Tenerife (Canary-Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4), 231-249.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., 2003. Age and composition of the Amanay Seamount, Canary Islands. *Marine Geophysical Researches*, 24(1-2), 161-169.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fuster, J.M., Arnaud, N., Ibarrola, E., 1999. Evolution of the Canadas edifice and its implications for the origin of the Canadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(3), 177-199.
- Ando, A., 1984. New silicate rock reference materials issued from the Geological Survey of Japan. *Geochemical Journal*, 18, 215-216.
- Anguita, F., Hernan, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 1-26.

B.....

- Barrat, J.A., Blichert-Toft, J., Nesbitt, R.W., Keller, F., 2001. Bulk chemistry of Saharan shergottite Dar al Gani 476. *Meteoritics & Planetary Science*, 36(1), 23-29.
- Barrat, J.A., Keller, F., Amosse, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter*, 20(1), 133-139.
- Barrat, J.A., Yamaguchi, A., Greenwood, R.C., Bohn, M., Cotten, J., Benoit, M., Franchi, I.A., 2007. The Stannern trend eucrites: Contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(16), 4108-4124.
- Belousov, A., 1996. Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of volcanology*, 57(8), 649-662.
- Belousov, A.B., 1995. The Shiveluch volcanic-eruption of 12 November 1964 - explosive eruptions provoked by failure of the edifice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4), 357-365.
- Berger, G.W., York, D., 1981. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(6), 795-811.
- Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99(B9), 17791-17804.
- Boulestex, T., Hildenbrand, A., Kelfoun, K., Soler, V., Gillot, P.Y., 2008. Influence of landslide geometry on the dynamics of large debris-avalanches: a comparative study on Tenerife and Tahiti volcanic islands, EGU General Assembly 2008, Vienna (Austria).
- Boulestex, T., Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V., 2012. Eruptive response of oceanic islands to giant landslides: New insights from the geomorphologic evolution of the Teide–Pico Viejo volcanic complex (Tenerife, Canary). *Geomorphology*, 138, 61-73.
- Bravo, T., 1962. El circo de Cañadas y sus dependencias. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 40, 93–108.
- Burke, K., 1996. The African Plate. *South African Journal of Geology*, 99(4), 341-409.

C

- Canas, J.A., Pujades, L.G., Blanco, M.J., Soler, V., Carracedo, J.C., 1995. Coda-Q distribution in the Canary-Islands. *Tectonophysics*, 246(4), 245-261.
- Canas, J.A., Ugalde, A., Pujades, L.G., Carracedo, J.C., Soler, V., Blanco, M.J., 1998. Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B7), 15037-15050.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary-Islands - an example of structural control on the growth of large oceanic-islands volcanos. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3-4), 225-241.
- Carracedo, J.C., 1996. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In: McGuire W.J., A.P. Jones, J. Neuberg (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society of London, London, pp. 125-136.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 1-19.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Torrado, F.J.P., Paris, R., Fra-Paleo, U., Hansen, A., 2007. Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1027-1051.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Soler, V., 1992. The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary-Islands - A long, high-magnitude basaltic fissure eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4), 239-250.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Badiola, E.R., Canas, J.A., Torrado, F.J.P., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: The Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5), 591-604.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Badiola, E.R., Perez-Torrado, F.J., Gonzalez, A.R., Paris, R., Troll, V., Wiesmaier, S., Delcamp, A., Fernandez-Turiel, J.L., 2009. The NE Rift of Tenerife: towards a model on the origin and evolution of ocean island rifts. *Estudios Geologicos-Madrid*, 65(1), 5-47.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Nomade, S., Rodriguez-Badiola, E., Perez-Torrado, F.J., Rodriguez-Gonzalez, A., Paris, R., Troll, V.R., Wiesmaier, S., Delcamp,

- A., Fernandez-Turiel, J.L., 2011. Evolution of ocean-island rifts: The northeast rift zone of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4), 562-584.
- Carracedo, J.C., Soler, V., 1995. Anomalously shallow paleomagnetic inclinations and the question of the age of the canarian archipelago. *Geophysical Journal International*, 122(2), 393-406.
- Cassignol, C., David, B., Gillot, P.Y., 1977. Contribution au dosage de l'argon dans l'échantillon de glauconie GL-O. *Geostandards Newsletter*, 1, 105-106.
- Cassignol, C., Gillot, P.Y., 1982. Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: Experimental groundwork and applications. John Wiley, New York, pp. 159-179.
- Cecchi, E., van Wyk de Vries, B., Lavest, J.M., 2004. Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bulletin of volcanology*, 67(1), 72-91.
- Chadwick, W.W., Wright, I.C., Schwarz-Schampera, U., Hyvernaud, O., Reymond, D., de Ronde, C.E.J., 2008. Cyclic eruptions and sector collapses at Monowai submarine volcano, Kermadec arc: 1998-2007. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9.
- Christiansen, R.L., Peterson, D.W., 1981. Chronology of the 1980 activity. In: P.W. Lipman, D.R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. Geological Survey Professional papers.
- Clague, D.A., Dalrymple, G.B., 1987. The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I: Geologic evolution. In: W. Decker., T.L. Wright, P.H. Stauffer (Eds.), *Volcanism in Hawaii*. USGS professional paper 1350, pp. 5-54.
- Clague, D.A., Denlinger, R.P., 1994. Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of hawaiian volcanos. *Bulletin of volcanology*, 56(6-7), 425-434.
- Coello, J., 1973. Las series volcanicas en subsuelos de Tenerife. *Estudios Geologicos-Madrid*, 29, 491-512.
- Coello, J., Bravo, T., 1989. Correlacion lito-estratigrafica de perforaciones galerias. en la region central de Tenerife. In: V. Araña, J. Coello (Eds.), *Los Volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide*. ICONA, Madrid, pp. 315-320.
- Collier, J.S., Watts, A.B., 2001. Lithospheric response to volcanic loading by the Canary Islands: constraints from seismic reflection data in their flexural moat. *Geophysical Journal International*, 147(3), 660-676.

Cotten, J., Ledez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts - evidence from French-Polynesia. *Chem. Geol.*, 119(1-4), 115-138.

D.....

Dade, W.B., Huppert, H.E., 1998. Long-runout rockfalls. *Geology*, 26(9), 803-806.

Day, S.J., 1996. Hydrothermal pore-fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. In: McGuire W.J., A.P. Jones, J. Neuberg (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society of London, London, pp. 77-94.

Day, S.J., da Silva, S., Fonseca, J., 1999. A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 191-218.

Delaney, P.T., Denlinger, R.P., Lisowski, M., Miklius, A., Okubo, P.G., Okamura, A.T., Sako, M.K., 1998. Volcanic spreading at Kilauea, 1976-1996. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B8), 18003-18023.

Denlinger, R.P., Okubo, P., 1995. Structure of the mobile south flank of Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B12), 24499-24507.

E.....

Edgar, C.J., Wolff, J.A., Nichols, H.J., Cas, R.A.F., Marti, J., 2002. A complex quaternary ignimbrite-forming phonolitic eruption: the poris member of the Diego Hernandez Formation (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 99-130.

Edgar, C.J., Wolff, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiners, P.W., Spell, T.L., Marti, J., 2007. The late quaternary Diego Hernandez Formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(1-2), 59-85.

Elsworth, D., Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 323-340.

Elsworth, D., Voight, B., 1995. Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B4), 6005-6024.

F

Ferrari, L., Garduño, V.-H., Neri, M., 1991. I dicchi della Valle del Bove, Etna: un metodo per stimare le dilatazioni di un apparato vulcanico. *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 495-508.

Ferrer, M., Seisdedos, J., Garcia, J.C., Gonzalez de Vallejo, L.I., Coello, J., Casillas, R., Martin, C., Navarro, J.M., 2007. Volcanic mega landslides in Tenerife (Canary, Spain).

Filmer, P.E., McNutt, M.K., 1989. Geoid anomalies over the Canary-Islands group. *Marine Geophysical Researches*, 11(2), 77-87.

Flanagan, F.J., 1976. Description and analyses of eight new USGS rock standards. *USGS Professional Paper*, 840, 1-192.

Flanagan, F.J., 1984. Three USGS mafic rock reference samples, W-2, DNC-1, and BIR-1. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1623, 1-54.

Funck, T., Schmincke, H.U., 1998. Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 103(B7), 15393-15407.

G

Garcia, M.O., and Davis, M.G., 2001. Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Geology*, 29, 163-166.

Garner, E.L., Murphy, T.J., Gramlich, J.W., Paulsen, P.J., Barnes, I.L., 1975. Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *J. Res. Natl. Bureau Stand.*, 79A, 713-725.

- Geldmacher, J., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Zankl, G., Garbe-Schonberg, D., 2001. Earlier history of the ≥ 70 -Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111(1-4), 55-87.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., van der Bogaard, P., Duggen, S., Werner, R., 2005. New Ar-40/Ar-39 age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2), 85-101.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Lahitte, P., Chauvel, C., 2010. The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): Geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(3-4), 297-310.
- Germa, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Labanieh, S., Chauvel, C., 2011. The K-Ar Cassinot-Gillot technique applied to western Martinique lavas: A record of Lesser Antilles arc activity from 2 Ma to Mount Pelee volcanism. *Quaternary Geochronology*, 6(3-4), 341-355.
- Giachetti, T., Paris, R., Kelfoun, K., Perez-Torrado, F.J., 2011. Numerical modelling of the tsunami triggered by the Guimar debris avalanche, Tenerife (Canary Islands): Comparison with field-based data. *Marine Geology*.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., 1986. The Cassinot technique for potassium - argon dating, precision and accuracy - exemples from the late pleistocene to recent volcanics from southern Italy. *Chem. Geol.*, 59(2-3), 205-222.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., Max, N., Floris, B., 1992. 2 reference materials, trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K-Ar and Ar-40/Ar-39) of pleistocene and holocene rocks. *Geostandards Newsletter*, 16(1), 55-60.
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Lefevre, J.C., Albore-Livadie, C., 2006. The K/Ar dating method : principle, analytical techniques, and application to Holocene volcanic eruptions in Southern Italy. *Acta Vulcanologica*, 18, 55-66.
- Gillot, P.Y., Lefevre, J.C., Nativel, P.E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3-4), 291-302.

- Gillot, P.Y., Soler, V., Quidelleur, X., 2001. Piling rate and magmatic evolution through time of the Teide volcano (Tenerife, Canary islands). In: E.U.o. Geosciences (Ed.), EUG XI meeting, Strasbourg, pp. pp. 803.
- Govindaraju, K., 1980. Report (1980) on three GIT-IWG rock reference samples: Anorthosite from Greenland, AN-G; basalte d'Essey-la-Côte, BE-N; Granite de Beauvoir, MA-N. *Geostandards Newsletter*, 4, 49-138.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R., Torrado, F.J.P., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2), 599-614.
- Guillou, H., Torrado, F.J.P., Machin, A.R.H., Carracedo, J.C., Gimeno, D., 2004. The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magneto stratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135(3), 221-246.
- Gurenko, A.A., Hoernle, K.A., Hauff, F., Schmincke, H.U., Han, D., Miura, Y.N., Kaneoka, I., 2006. Major, trace element and Nd-Sr-Pb-O-He-Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chem. Geol.*, 233(1-2), 75-112.

H.....

- Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1), 33-59.
- Hidraulica, S.d.P., 1991. Plan hidrologico insular de Tenerife, Tenerife.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V., Lahitte, P., 2003. Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2), 277-289.
- Hildenbrand, A., Madureira, P., Marques, F.O., Cruz, I., Henry, B., Silva, P., 2008. Multi-stage evolution of a sub-aerial volcanic ridge over the last 1.3 Myr: S. Jorge Island, Azores Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(3-4), 289-298.
- Hoernle, K., Tilton, G., Schmincke, H.U., 1991. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria - evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary-Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 106(1-4), 44-63.

- Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D., 1995. Sismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern atlantic and western and central-Europe. *Nature*, 374(6517), 34-39.
- Hoernle, K.A., Schmincke, H.U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology*, 34, 599-626.
- Holcomb, R.T., R.C., S., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, 10, 19-32.
- Hurlimann, A., Marti, J., Ledesma, A., 2004. Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands - The huge La Orotava landslides on Tenerife, Canary Islands. *Geomorphology*, 62(3-4), 143-158.

I

- Ibarrola, E., Fuster, J.M., Ancochea, E., Huertas, M.J., 1991. Rocas volcanicas submarinas en la base de la Formacion Cañadas. Macizo de Tigaiga (N. de Tenerife). *Geogaceta*, 9, 17-20.

J

- Jung, W.Y., Rabinowitz, P.D., 1986. Residual geoid anomalies of the North-Atlantic Ocean and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91(B10), 383-396.

K

- Keating, B.H., Helsley, C.E., Karogodina, I., 2000. Sonar studies of submarine mass wasting and volcanic structures off Savaii Island, Samoa. *Pure Appl. Geophys.*, 157(6-8), 1285-1313.
- Klugel, A., Schwarz, S., van den Bogaard, P., Hoernle, K.A., Wohlgemuth-Ueberwasser, C.C., Koster, J.J., 2009. Structure and evolution of the volcanic rift zone at Ponta de So Louren double dagger o, eastern Madeira. *Bulletin of volcanology*, 71(6), 671-685.

Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P., Alibes, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B3), 3977-3997.

L.....

Lagmay, A.M.F., de Vries, B.V., Kerle, N., Pyle, D.M., 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bulletin of volcanology*, 62(4-5), 331-346.

Lovholt, F., Pedersen, G., Gisler, G., 2008. Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C9).

M.....

Manconi, A., Longpre, M.A., Walter, T.R., Troll, V.R., Hansteen, T.H., 2009. The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geology*, 37(12), 1099-1102.

Marinoni, L.B., 2001. Crustal extension from exposed sheet intrusions: review and method proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1-3), 27-46.

Marinoni, L.B., Gudmundsson, A., 2000. Dykes, faults and palaeostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 83-103.

Marques, F.O., Hildenbrand, A., Catalao, J., Catita, C.M., Costa, A.C., 2011. Active large sector collapse on Pico Island (Azores), EGU General Assembly 2011. EGU, Vienna.

Marquez, A., Lopez, I., Herrera, R., Martin-Gonzalez, F., Izquierdo, T., Carreno, F., 2008. Spreading and potential instability of Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 35(5), 5.

Marti, J., Hurlimann, M., Abley, G.J., Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10), 879-882.

- Marti, J., Mitjavila, J., Arana, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary-Islands). *Geological Magazine*, 131(6), 715-727.
- Marti, J., Mitjavila, J., Villa, I., 1990. Stratigraphy and K–Ar ages of the Cañada de Diego Hernandez and their significance on the Las Cañadas caldera formation (Tenerife Canary Islands). *Terra Nova*, 2, 148-153.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24(3), 231-234.
- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Lovholt, F., 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), 2009-2039.
- Masson, D.G., Le Bas, T.P., 2008. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sci. Rev.*, 57(1-2), 1-35.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford University Press-Clarendon Press, New York-Oxford.
- McMurtry, G.M., Watts, P., Fryer, G.J., Smith, J.R., Imamura, F., 2004. Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology*, 203(3-4), 219-233.
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101(B6), 13805-13817.
- Mitjavila, J., 1990. Aplicacio de techniques de geoquímica isotòpica i de geocronologia a l'estudi volcànic de l'edifici de Diego Hernandez i la seva relació amb la Caldera de Las Cañadas (Tenerife). Ph.D., Universitat de Barcelona.
- Mitjavila, J.M., Villa, I.M., 1993. Temporal evolution of Diego Hernandez formation (Las Cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the caldera using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 61-65.
- Montgomery-Brown, E.K., Sinnett, D.K., Larson, K.M., Poland, M.P., Segall, P., Miklius, A., 2011. Spatiotemporal evolution of dike opening and decollement

- slip at Kilauea Volcano, Hawai'i. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 116.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 94(B12), 17465-17484.
- Moore, J.G., Normark, W.R., Holcomb, R.T., 1994. Giant hawaiian landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 119-144.
- Morgan, W.J., 1971. Convective plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42-43.
- Morgan, W.J., 1972. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56(2), 203-213.
- Morgan, W.J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. In: R. Shagam (Ed.), *Studies in earth and space sciences*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 7-22.
- Munoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernandez-Suarez, J., Jeffries, T.E., 2005. New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos*, 85(1-4), 140-153.

N

- Nakamura, K., 1980. Why do long rift zones develop in Hawaiian volcanoes? - a possible role of thick oceanic sediments. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 25, 255-269.
- Navarro, J.M., 1974. La estructura geologica de Tenerife y su influencia en la Hidrogeologia. *Simp. Intern. Hidrogeol., Lanzarote*, pp. 37-57.
- Navarro, J.M., 2004. Geologia. In: Canseco (Ed.), *Parque Nacional del Teide*. Esfagnos, Talavera de la Reina, pp. 292.
- Navarro, J.M., Coello, J., 1989. Depressions originated by landslide processes in Tenerife, *ESF Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote*, pp. 150-152.
- Nier, O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77(6), 789-793.

O

- Odin, G.S., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: G.S. Odin (Ed.), Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 123-150.
- Oehler, J.F., de Vries, B.V., Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 169-189.

P

- Paris, R., Carracedo, J.C., Torrado, F.J.P., 2005. Massive flank failures and tsunamis in the Canary Islands: past, present, future. In: J.C. Thouret, D.K. Chester (Eds.), Volcanic LandForms, Processes and Hazards. *Zeitschrift Fur Geomorphologie Supplement Series*, pp. 37-54.
- Paris, R., Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.J.P., 2005. Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands), based on new K-Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution. *Journal of the Geological Society*, 162, 501-512.
- Perez-Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Schneider, J.L., Wassmer, P., Carracedo, J.C., Rodriguez-Santana, A., Santana, F., 2006. Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227(1-2), 135-149.
- Pinel, V., Jaupart, C., 2000. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A-Math. Phys. Eng. Sci.*, 358(1770), 1515-1532.
- Presley, T.K., Sinton, J.M., Pringle, M., 1997. Postshield volcanism and catastrophic mass wasting of the Waianae Volcano, Oahu, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 58(8), 597-616.

Q

- Quidelleur, X., Carlut, J., Gillot, P.Y., Soler, V., 2002. Evolution of the geomagnetic field prior to the Matuyama-Brunhes transition: radiometric dating of a 820 ka excursion at La Palma. *Geophysical Journal International*, 151(2), F6-F10.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Soler, V., Valet, J.P., Gillot, P.Y., 2003. The age and duration of the Matuyama-Brunhes transition from new K-Ar data from La Palma (Canary Islands) and revisited Ar-40/Ar-19 ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 208(3-4), 149-163.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Carlut, J., Courtillot, V., 1999. Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field directions recorded at La Palma around 600 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 233-242.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Soler, V., Lefevre, J.C., 2001. K/Ar dating extended into the last millennium: application to the youngest effusive episode of the Teide volcano (Spain). *Geophysical Research Letters*, 28(16), 3067-3070.
- Quidelleur, X., Holt, J.W., Salvany, T., Bouquerel, H., 2010. New K-Ar ages from La Montagne massif, Reunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2-2.0 Ma. *Geophysical Journal International*, 182(2), 699-710.

R

- Reid, M.E., 2004. Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology*, 32(5), 373-376.
- Rihm, R., Jacobs, C.L., Krastel, S., Schmincke, H.U., Alibes, B., 1998. Las Hijas seamounts - the next Canary Island? *Terra Nova*, 10(3), 121-125.
- Rittman, A., 1952. Nomenclature of volcanic rocks. *Bulletin of volcanology*, 12(1), 75-102.
- Roeser, H.A., 1982. Magnetic anomalies in the magnetic quiet zone off Morocco. In: U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, pp. 60-68.
- Roest, W.R., Danobeitia, J.J., Verhoef, J., Collette, B.J., 1992. Magnetic-anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the central North-Atlantic. *Marine Geophysical Researches*, 14(1), 1-24.

- Samper, A., Quidelleur, X., Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.C., 2008. Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 485-492.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2), 175-191.
- Schiffman, P., Watters, R.J., Thompson, N., Walton, A.W., 2006. Hyaloclastites and the slope stability of Hawaiian Volcanoes: Insights from the Hawaiian Scientific Drilling Project's 3-km drill core. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 151(1-3), 217-228.
- Schmincke, H.U., 1982. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. In: U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 273-306.
- Schmincke, H.U., Klugel, A., Hansteen, T.H., Hoernle, K., van den Bogaard, P., 1998. Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, La Palma and Lanzarote (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 343-360.
- Schminke, H.U., Navarro, J.M., Sumita, M., 1999. A giant blast associated with flank collapse of the Canadas Volcano (Tenerife, Canary Islands), 0.18 Ma., EUG10, Strasbourg, pp. 753.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches - characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4), 163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai- type eruptions. *Bulletin of volcanology*, 49, 435-459.
- Smith, J.R., Wessel, P., 2000. Isostatic consequences of giant landslides on the Hawaiian Ridge. *Pure Appl. Geophys.*, 157(6-8), 1097-1114.
- Staudigel, H., Feraud, G., Giannerini, G., 1986. The history of intrusive activity on the island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(3-4), 299-322.

- Staudigel, H., Schmincke, H.U., 1984. The Pliocene seamount series of La Palma Canary-Islands. *Journal of geophysical Research*, 89(NB13), 1195-1215.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Stronck, N.A., Klugel, A., Hansteen, T.H., 2009. The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(5), 593-607.

T

- Teide Group, 1997. Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of geophysical Research*, 102, 20,325-320,342.
- Tibaldi, A., 1996. Mutual influence of dyking and collapses, Stromboli volcano, Italy. In: McGuire W.J., A.P. Jones, J. Neuberg (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society of London, London, pp. 55-64.
- Thirlwall, M.F., 1997. Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle. *Chem. Geol.*, 139(1-4), 51-74.
- Thirlwall, M.F., Singer, B.S., Marriner, G.F., 2000. Ar-39-Ar-40 ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 247-297.

U

- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1-4), 135-150.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro island. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B9), 20305-20323.

Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B., Le Bas, T., 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B11), 25331-25348.

V

Van den Bogaard, P., Schmincke, H.U., 1998. Chronostratigraphy of Gran Canaria. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 157, 127-140.

Van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28(2), 167-170.

Van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W., Keszthelyi, L., 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, 225-247.

Van Wyk de Vries, B., Francis, P.W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, 387(6631), 387-390.

Verhoef, J., Collette, B.J., Danobeitia, J.J., Roeser, H.A., Roest, W.R., 1991. Magnetic-anomalies off West-Africa (20-38-degrees N). *Marine Geophysical Researches*, 13(2), 81-103.

Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: P.W. Lipman, D.R. Mullineaux (Eds.), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. Geological Survey Professional papers.

Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H., Douglass, P.M., 1983. Nature and mechanics of the Mount St-Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, 33(3), 243-273.

W

Walter, T.R., Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1-2), 107-120.

Walker, G.P.L., 1986. Koolau dike complex, Oahu - intensity and origin of a sheeted-dike complex high in a hawaiian volcanic edifice. *Geology*, 14(4), 310-313.

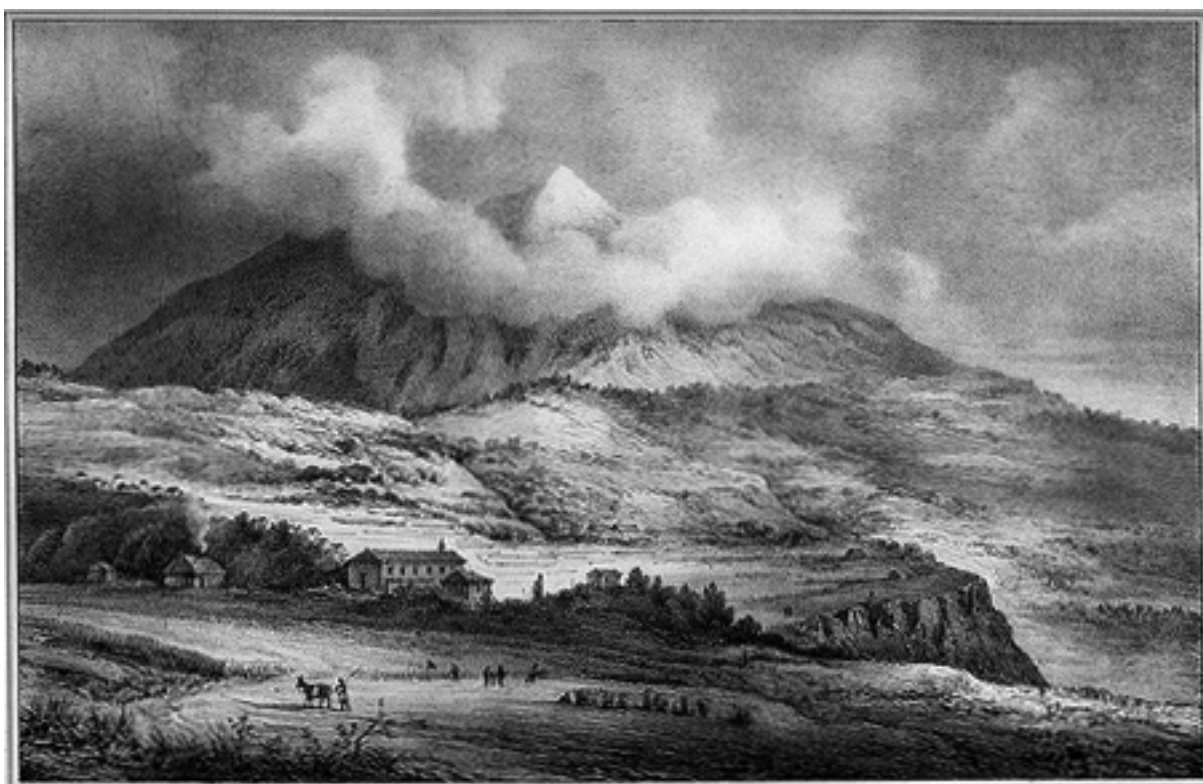
- Walker, G.P.L., 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science*, 44(4), 315–347.
- Walker, G.P.L., 1992. Coherent intrusion complexes in large basaltic volcanos - a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 50(1-2), 41-54.
- Walker, G.P.L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 21-34.
- Ward, S.N., 2001. Landslide tsunamis. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B6), 11201-11215.
- Ward, S.N., Day, S., 2001. Cumbre Vieja Volcano - Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3397-3400.
- Watts, A.B., 1994. Crustal structure, gravity-anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary-Islands. *Geophysical Journal International*, 119(2), 648-666.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B12), 24487-24498.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63(1), 8-19.
- Waythomas, C.F., Watts, P., Shi, F.Y., Kirby, J.T., 2009. Pacific Basin tsunami hazards associated with mass flows in the Aleutian arc of Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 28(11-12), 1006-1019.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace-element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 381-397.
- Whelan, F., Kelletat, D., 2003. Submarine slides on volcanic islands - a source for mega-tsunamis in the Quaternary. *Progress in Physical Geography*, 27(2), 198-216.
- Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.
- Wilson, S.A., 1997. The collection, preparation and testing of USGS reference material BCR-2, Columbia River Basalt, USGS, Denver.

- Wooller, L., de Vries, B.V., Cecchi, E., Rymer, H., 2009. Analogue models of the effect of long-term basement fault movement on volcanic edifices. *Bulletin of volcanology*, 71(10), 1111-1131.
- Wright, I.C., Chadwick, W.W., de Ronde, C.E.J., Reymond, D., Hyvernaud, O., Gennerich, H.H., Stoffers, P., Mackay, K., Dunkin, M.A., Bannister, S.C., 2008. Collapse and reconstruction of Monowai submarine volcano, Kermadec arc, 1998-2004. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B8).

Y

- Ye, S., Canales, J.P., Rihm, R., Danobeitia, J.J., Gallart, J., 1999. A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geodynamics*, 28(1), 3-26.

VI. Annexes



Influence of landslide geometry on the dynamics of large debris-avalanches: a comparative study on Tenerife and Tahiti volcanic islands

Cette ébauche d'article a été rédigée au début de cette thèse. Elle reprend les travaux effectués au cours de mon stage de recherche de Master 2 et a fait l'objet d'un poster à l'EGU 2008.

Nous éprouvons cependant des difficultés avec le code numérique utilisé qui ne reproduit pas correctement la phase de glissement initiale, critique pour la géométrie particulière du glissement d'Icod. Nous avons mis de côté cette étude dont l'issue était incertaine dans les délais de cette thèse pour nous concentrer sur l'étude présentée dans le corps du manuscrit.

Influence of landslide geometry on the dynamics of large debris-avalanches: a comparative study on Tenerife and Tahiti volcanic islands

T. Boulesteix (1), A. Hildenbrand (1), K. Kelfoun (2), V. Soler (3), P.Y. Gillot (1)

(1) Laboratoire IDES UMR 8148, Equipe géochronologie et dynamique des systèmes volcaniques, Université Paris-Sud 11, Orsay, France
(thomas.boulesteix@u-psud.fr)

(2) Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France

(3) Estacion Volcanologica de Canarias, IPNA-CSIC, La Laguna, Spain

Abstract

Giant landslides affecting volcanic islands can generate voluminous debris-avalanches (DA) and provoke destructive tsunamis. A number of triggering factors have been proposed over the past twenty years but their mutual interactions are still controversial. In addition, the dynamic behavior of submarine DA remains largely unknown, though it constitutes a key element for risk assessment and hazard planning. We present here a comparative study of two large landslides, which affected the volcanic islands of Tenerife (Canary) and Tahiti-Nui (French Polynesia). In each case, the geometry of the volcanic complex before and after the landslide and the surrounding topography are reconstructed and computed from available on-land and offshore geological constraints. These reconstructions are then used to simulate the propagation of the DA with the volcflow code, which allows to test various rheological models. The volume of the Icod landslide on Tenerife is here estimated at about 200 km^3 , i.e. twice the value usually proposed. The DA products were generated from a 15 km wide collapse headwall and moved through a narrow submarine canyon where they experienced significant slow-down and subsequently deposited as an 80 km elongated narrow lobe to the North of the island. A laminar flow – like velocity pattern is observed, reflecting shearing of the material along the lateral walls of the canyon. This most probably caused the crushing of the landslide products, which can explain the scarcity of large blocks identified from sonar data in the Icod DA. To the North of Tahiti, voluminous DA ($>400 \text{ km}^3$) bearing numerous large km-sized blocks were generated from a 25 km wide and more opened amphitheater. In contrast with the Icod landslide, the Tahiti northern DA experienced a rapid spreading and deceleration, which most probably results from the absence of significant lateral confinement. The smaller runout of Tahiti northern DA can be explained by a more efficient loss of energy by basal friction of the blocks over a larger area. This preliminary study highlights the great influence of landslide geometry on the dynamics of fast-running DA and thus constitutes a promising research topic for future work on the impacts of flank collapses on volcanic islands.

1. Introduction

Large scale landslides represent the main hazard linked to the evolution of volcanic islands. Such destructive episodes have been recognized around numerous eruptive systems in most of the geodynamic contexts. Intraplate volcanic islands archipelagoes such as Hawaii (Lipman et al., 1988; Moore et al., 1994), French Polynesia (Clouard and Bonneville, 2004; Hildenbrand et al., 2006), or Canary Islands (Krastel et al., 2001; Watts and Masson, 1995) have faced giant events with individual volumes reaching up to several thousands of cubic kilometers. Smaller DA have also been described in convergent contexts in Lesser Antilles Arc (Deplus et al., 2001; Samper et al., 2008; Samper et al., 2007) or at Stromboli in Aeolian Islands (Kokelaar and Romagnoli, 1995; Quidelleur et al., 2005).

Two main landslides types with contrasted kinematics are generally distinguished (Moore et al., 1989; Moore et al., 1994). (1) Slumps are slow rotational movements of a part of the edifice along a deep decollement plane often rooted on a major mechanical discontinuity, e.g. at the contact between the basement of the volcano and its substratum. They typically involve creeping of the island flanks at a velocity of a few cm.yr^{-1} (Froger et al., 2001) and thus can be monitored with GPS or RADAR interferometry techniques (Smith et al., 1999). (2) Catastrophic landslides consist in the instantaneous failure of a whole flank of the island. They produce fast-running debris avalanches (DA), which spread out on the slopes of the volcano on typical distances of several tens of kilometers. As they reach the sea, such avalanches are able to trigger destructive tsunamis and thus represent a major hazard for littoral population (McMurtry et al., 2000; Moore et al., 1989; Ward, 2001).

Numerous onland and offshore geological and geophysical studies, carried out over the last 20 years, have shed light on the causes of giant landslides. Many enabling / triggering factors have been proposed such as intrusion of dykes along rift zones (Elsworth and Day, 1999; Elsworth and Voight, 1995), volcano-tectonic uplift (Hildenbrand et al., 2003), flank spreading (Oehler et al., 2005; Van Wyk de Vries and Francis, 1997), basement faults reactivation beneath the volcano (Vidal and Merle, 2000), regional earthquakes (Hampton et al., 1996; Lipman et al., 1988; Siebert, 1984), and more recently rapid eustatic variations associated with quaternary paleoclimatic changes (Quidelleur et al., 2008).

Nevertheless, the dynamical aspects of large DA transport and deposition remain poorly understood. In particular, DA run out far beyond what would be expected for simply gravity-driven granular flows, though it constitutes a key element for hazard assessment. The typical timescales over which submarine DA move and finally stop, as well as the influence of the surrounding topography on their mobility also remains to be investigated.

Numerous studies have been carried out on the dynamics of rockslides by means of physical analysis (Dade and Huppert, 1998; Legros, 2002), analogic modeling (Iverson, 1997; Major, 1997; Shea and Van Wyk de Vries, 2008), leading to the definition of flow behavior models. Recently, numerical simulations have provided new prospects on the dynamics of geological flows such as DA. (Kelfoun and Druitt, 2005), especially, have developed a numerical code (volcflow) to simulate the emplacement of a fluid mass on a real topography using various rheologies. It has been successfully applied to the case of the exceptionally well preserved aerial debris avalanche of the Socompa volcano (Chile), reproducing accurately the extent as well as superficial morphological features of the real deposits (Kelfoun et al., 2008; Kelfoun and Druitt, 2005). Nevertheless, volcflow has never been tested on voluminous flows in submarine environments such as those of oceanic (Krastel et al., 2001; Watts and Masson, 1995) giant landslides: Icod's (Tenerife, Canary Islands) and Tahiti's (French Polynesia) northern landslides.

The choice of these two huge landslide events is motivated by several reasons:

- (a) Both events are voluminous ($> 100 \text{ km}^3$) and have been generated in various conditions since Tenerife and Tahiti have very contrasted eruptive histories.
- (b) These two events are sufficiently constrained by numerous studies onland and offshore (Ablay and Hurlimann, 2000; Watts and Masson, 2001 for Tenerife, and Hildenbrand et al., 2004 and 2006 for Tahiti).
- (c) Whereas the landslide scar has a very tight shape at Icod and its deposits consist in a long and narrow lobe, the avalanche caldera of Tahiti is wide opened and the deposits spread widely on the oceanic floor.

2. Geological background

2.1. Tenerife

Tenerife is the largest island of the canarian archipelago. Its ongoing aerial activity encompasses the last 12 Myr (Guillou et al., 2004). The island exhibits a complex triangular-like shape, which may result from the functioning of a triple-armed rift zone system (Carracedo et al., 1994). A central edifice called Las Canadas volcano (LCV) has grown close to the junction between the three branches of the rift-zones system during the last 3 Ma. According to Ancochea (Ancochea et al., 1999), this volcano had three main activity phases, the most recent being characterized by a renewal of the activity of the north-eastern rift zone, giving rise to a topographic ridge linking LCV and the ancient shield of Anaga: La Cordillera Dorsal (LCD; figure 1).

The distribution of landslide scars on both sides of LCD volcanic ridge shows its major role in the recent morpho-structural evolution of Tenerife (Boulesteix et al., in prep). Bathymetric and sonar data acquired on the northern submarine flank of Tenerife has led to distinguish 6 debris avalanche units with a cumulated volume of more than 1000 km³ (Ablay and Hurlimann, 2000; Acosta et al., 2003; Masson et al., 2002; Watts and Masson, 1995; Watts and Masson, 2001). These large volcanic products have been attributed to 6 individual large landslides, at least 3 of which occurred during the last million years.

The last latest collapse episode (the Icod event) affected the northern flank of LCV 175 kyr ago (Boulesteix et al., 2012). The decompression induced by this major mass wasting episode favored the extrusion of magma towards the surface, leading to the construction of the huge Pico Teide / Pico Viejo (PT/PV) volcanic complex during the last 160 kyr (Gillot et al., 2001; Boulesteix et al., 2012).

The geometry of the Icod landslide has been described by Navarro & Coello (1989) on the basis of numerous observations in sub-horizontal water-mining galleries dug into the Teide post-collapse volcanic succession. Those galleries reach a layer of plastic breccia deposits containing angulous blocks, locally called “mortalon” (Navarro et al., 1989). This layer, which acts as an impermeable level draining the groundwater, could be the result of mechanical crushing of the rocks of the landslide bedsole. Navarro (2004) has recently suggested that the mortalon may

represent the top of the landslide deposits generated by the Icod landslide and subsequently buried by the Teide volcanic construction.

In contrast, some authors (Coppo et al., 2007; Marti and Gudmundsson, 2000; Marti et al., 1997; Marti et al., 1994) proposed that Las Canadas Caldera (LCC) may be the result of circular to elliptic calderic vertical collapses (piston collapse model) due to the emptying of superficial magmatic chambers. Such episodes would have triggered a shallow landslide which would be restricted to the present valley of Icod (Abay and Hurlimann, 2000; Abay and Marti, 2000), which presently incises the Teide volcanic complex. However, the existence of the mortalon up to the foot of the LCC wall under the first flows of the Teide shows that the Icod landslide cuts the northern flank of the LC edifice at a much deeper and wider level than the present Icod valley (Navarro & Coello, 1989; Navarro., 2004; Carracedo et al., 2007).

1.2. Tahiti

Tahiti is the largest island of the Society archipelago (French Polynesia). This 750 km long volcanic alignment has been formed by the displacement of the pacific plate over The Society's hot spot, presently located about 50 km to the SE of Tahiti. Tahiti is built over a Cretaceous oceanic crust with a thin sedimentary cover. The island is composed of two coalescent eruptive complexes forming the main island of Tahiti-Nui to the NW and the subsidiary island of Tahiti-Iti to the SE (figure 2).

In contrast with Tenerife, the whole evolution of the island is restricted to the last 1.5 Myr. Since the first stages of evolution, magmas have been concentrated along a WNW-ESE rift zone highlighted by hundreds of sub-parallel dykes measured onshore (Hildenbrand et al., 2004). The extrusion of magmas along this axis has favored the collapse of the northern and the southern flanks of the island about 0.87 Ma ago (Hildenbrand et al., 2006; Hildenbrand et al., 2004). Both landslides produced voluminous DA which have been imaged during bathymetric campaigns around Tahiti (ZEPOLYF, 1997).

The northern landslide has been studied in detail from both onland and offshore data (Hildenbrand et al., 2004; 2006). This huge event truncated more than half the height of the the main volcano and conditioned the later eruptive history of the island. A second shield grew into the landslide depression immediately after the collapse. The latest flows of this volcano overbanked the rims of the northern depression,

covering the preserved slopes of the pre-landslide main shield, and filling existing valleys, until they completely buried the southernmost landslide depression about 500 ka ago (Hildenbrand et al., 2006; Hildenbrand et al., 2004).

2. Methods

The VOLCFLOW numerical code here used to simulate the dynamics of DA determines the sliding mass geometry by making the arithmetical difference between the pre and post landslide DEMs of the affected zone (Kelfoun and Druitt, 2005). For each of the two cases here considered, we thus reconstructed the original morphology of the volcano prior to failure, the geometry of the landslide scar and the surrounding topography.

3.1. The Icod landslide.

LCV's aerial part is delimited to the NW by the old Teno massif and to the SW by Roque Del Conde geological unit (figure 3). Its northern flank is materialized by the Tigaiga massif, a narrow morphological unit enclosed between the lateral rims of the Icod and La Orotava landslide failures. This massif is too limited to reconstruct confidently the original morphology of the LCV. The main slope of this sector is additionally inclined towards the W, which most likely reflects recent local tilting. However, the structural slopes of the LCV are well preserved over a large area in the SW and S sectors. Their extrapolation led us to reconstruct a conical edifice of 40 km in diameter, which for a mean slope of 8° has a maximum elevation of 3000 m above sea level (a.s.l.). This value is similar to the one proposed by Arana (1971) and close to the one obtained by Ancochea (Ancochea et al., 1999) who chose slopes of 12° minimum, based on Hawaiian volcanoes example, giving a maximum elevation of 3200 m a.s.l.

The submarine part of LCV has been reconstructed from bathymetric data available in the literature (Ablay and Hurlimann, 2000; Mitchell et al., 2002). The submarine slopes of the edifice are built in agreement with data for all the constructional slopes of Tenerife, with a mean slope of 17° between isobaths -100 m and -1500 m (Mitchell et al., 2002).

The distal part of the northern submarine flank and part of the submarine canyon observed in the prolongation of the Icod valley (Ablay and Hurlimann, 2000; Watts and Masson, 2001) are covered with the avalanche deposits. We estimated their thickness by means of bathymetric profiles and removed them to restore the initial slopes. A volume of approximately 170 km^3 of deposits has been removed this way. This value is close to a previous estimate of the volume involved in the Icod landslide (Watts and Masson, 2001).

The onland geometry of the landslide has been reconstructed following the data from Navarro et al. (2004). Its lateral extension is constrained by the walls of the Icod valley to the North and the wall of the LCC to the South. The synthetic cross sections of Navarro (2004) have been additionally used to constrain the depth of the mortalon within the area of the landslide structure. The 2 geometrical hypotheses regarding the formation of the mortalon have been tested: first, the mortalon as the sliding surface, second, the mortalon as the deposit roof preserved under the Teide. The volumes of the reconstructed scars are 195 km^3 for the hypothesis of the mortalon as the friction plane of the D.A and 280 km^3 for the mortalon as the roof of the deposits.

3.2. Tahiti northern landslide

The morphology of Tahiti pre-landslide volcano and the first-order geometry of the northern landslide depression have been previously reconstructed by Hildenbrand et al. (2006). The grids from this earlier study thus have been used. Slight modifications have been made to the submarine morphology of the pre-collapse main volcanic shield to account for an observed deepening of the oceanic seafloor towards the NE beyond the area covered by the DA deposits. In this sector, the oceanic basement indeed reaches a depth of 3600 m. We then added the topographic features that could have influenced the runout of the avalanche products, i.e., Moorea's northern submarine slope, which seems to be partly overlain by the deposits, as well as Tetiaroa, the seamount N of Tahiti, which is surrounded by debris-avalanche lobes (Hildenbrand et al., 2006). The reconstruction of this relief is based on radial partial profiles extracted from the bathymetry and synthesized with profiles of other seamounts of the region (Mouah Pihaa, Mehetia) with a better bathymetric coverage (figure 4).

The morphology of the scar also has been slightly modified by redrawing the NW and NE walls, which squeezed abnormally at the sea level. The volume removed by the landslide thus amounts to 520 km³, i.e., a bit more than the volume previously estimated at 450km³ (Hildenbrand et al., 2006).

3. 3. Numerical simulations of DA runout

Volcflow simulates the deformation with gravity of the sliding mass defined by our morphological reconstructions. It solves the depth-averaged equations of mass and momentum conservation for a granular flow in a topography linked coordinate system with x and y parallel to the local ground surface and the thickness perpendicular to it. Different rheological behaviors can be tested for the sliding mass, e.g., a Coulomb-type friction, a constant retarding stress, viscous flow, Bingham...

Avalanches of granular material should theoretically follow a frictional behavior (Coulomb friction), but the very low H/L values (a commonly used proxy for the evaluation of the mobility of flows corresponding to the ratio between the drop height H and the runout distance L) of most events require very low amounts of friction. This has been the subject of numerous studies that proposed several processes able to fluidize the sliding mass. It is commonly assumed that the bulk of the avalanche slides over a thin basal layer that undergoes the whole deformation. DAD nevertheless often exhibit morphologies that compel static friction angles around 30°. This suggests that friction angles for the sliding mass can vary between 30° and some really low values of a few degrees. However, numerical solutions only reproduce crudely the general outfit of deposits (Kelfoun and Druitt, 2005).

An alternative model has been proposed by (Dade and Huppert, 1998; Davies, 1982) in which the retarding stress is constant during the whole mass movement. This means that the amount of friction at the base of the avalanche is the same whatever the local debris thickness or slope is. This model perfectly reproduced the general outline of deposits and their thickness, but also their superficial morphologies (ridges, surface lithology patterns...) (Kelfoun et al., 2008). These authors obtained their best simulation with a 52 kPa constant retarding stress (CRS) which belongs to the recommended range of values for terrestrial and extra-terrestrial cases: 0-100 kPa (Dade and Huppert, 1998).

The various rheologies and the range of variation for the different parameters that can be used in volcflow have been systematically tested to simulate the runout of the DA generated by the two landslides here considered. The objective is to reach a realistic solution, i.e. a configuration where the simulated avalanche finally matches the real characteristics of the deposits (extension, thickness, structures).

A density of 2.5 has been fixed for the simulations of the Icod debris avalanche for many reasons. First, LC northern flank was composed of both basaltic lavas ($d \approx 3.0$) and differentiated pyroclastic deposits ($1.3 < d < 2.6$; i.e.: 2.6 for phonolitic lava and 1.3 is the density of phonolitic pyroclastic deposit with a 50% porosity). A mix of material with an intermediate density of 3 with 20% of water (i.e.: the maximum water content of a debris avalanche) also has a density of 2.5. Finally this value being used by (Hurlimann et al., 2000) for La Orotava's landslide runout modeling, we decided to reproduce it to keep consistency between both studies. In the case of Tahiti northern landslide, a density of 3.0 has been used, since the pre-collapse main volcanic succession is composed of a compact succession of basaltic lava flows (Hildenbrand et al., 2004).

4. Results

4.1. Icod landslide simulations.

The two scars reconstructed whether the mortalon is considered as the sole of the collapse or the roof of DA have a quite similar geometry. We thus performed a primary set of simulations to reach the best parameters on the least voluminous solution. We then applied similar rheologies to the second morphology until reaching the best fit but the simulations never gave realistic deposits.

We unsuccessfully tried granular behaviors with one friction angle. We run a series of simulations considering a combination of friction angles for the basal layer and the bulk of the flow. After some ineffective tries with two low friction angles, as slope stability angles for dry volcanic granular material are frequently close to 30° , we finally set the internal friction angle to 30° .

We obtained the good runout with a purely frictional behavior with the internal and basal layer friction coefficient respectively equal to 30° and 3° , but the simulated flow spreads too much laterally and exceeds velocities of the order of 200 m/s. Despite the documented high velocities of channeled flows, such speeds are unlikely. In high velocity granular flows, the particles are believed to collide resulting in an additional energy loss that scales with the square of the velocity, thus buffering the acceleration. Volcflow is able to take this behaviour into account, so we tried to limit the acceleration of the simulated flow by this mean. We obtained our best simulation (figure 5) with a combined granular / turbulent behavior with the following rheological parameters: internal and basal layer friction coefficient respectively equal to 30° and 1° , and an additional energy loss due to inelastic collisions of $0.008 v^2$. The simulated flow reaches a maximum velocity of 135 m.s^{-1} , an order of magnitude already described elsewhere (McMurtry et al., 2000; Shea and Van Wyk de Vries, 2008; Ward, 2001; Waythomas et al., 2009). The simulated deposits fit quite well with the general outline of the real deposits, but the morphology of the debris lobe is not realistic with an axial bulge with constant slopes rather than the observed lateral levees. The bulk of the debris mass emplaces in less than 20 minutes, but a thin flow remains between the channel and the debris lobe for about 20 minutes more, until the landslide scar is completely empty. This late mass transfert is linked to the low basal friction coefficient used here. These inconsistencies lead us to test the constant retarding stress behaviour.

We first tried to simulate the Icod landslide using CRS values in the range 10-100 kPa, following the values suggested by Dade & Huppert (1998). The simulated flows largely out run the limits of the real deposits. We then increased the CRS until reaching a good fit for the runout with a 450 kPa stress. However, the shape of the simulated debris lobe does not reproduce the real debris mass. The simulated flow overcomes the levees of the La Orotava landslide debris lobe and emplaces over it. The velocity of the simulated flow is also unrealistic, reaching values over 300 m.s^{-1} . We thus considered combining a CRS with inelastic collisions between blocks to reduce the bulk flow velocity. Such a behavior succeeded in reproducing the overall shape of the real debris lobe, including the levees. In our best simulation (CRS = 170 kPa – $0.01 v^2$), the flow stops in less than 20 minutes and leaves an important

volume of debris within the landslide scar and the channel. The simulated flow reaches velocities of 170 m.s^{-1} .

Tahiti's northern landslide.

Our best simulation of the northern Tahiti landslide using a purely frictional behaviour ($\Phi_{\text{int}}=30^\circ$ and $\Phi_{\text{bas}}=3.5^\circ$) exhibits a first order fit with the real deposits lobe. In this simulation, the flow emplaces in less than 15 minutes, quickly spreading on the submarine slopes, guided to the west by the northern apron of Moorea. Nevertheless, an unlikely significant volume of deposits remains in the scarp.

We performed simulations using CRS. A stress of 1 MPa is required to reach the real runout. This value exceeds by two orders of magnitude the bracketing proposed by Dade and Huppert (1998). Our simulation shows a clear influence of the Tetiaroa seamount on the simulated flow that creeps upslope for a while and subsequently flows back, creating an arcuate padding around the seamount. Only a thin layer of deposits caps the floor of the landslide structure. However, the simulated DA does not spread enough laterally to reproduce satisfactorily the general shape of the real deposits.

The simulated flows obtained with both CRS and granular behaviour reach velocities exceeding 150 m.s^{-1} . We tried to inhibit the acceleration of the simulated flows by adding inter-particles collisions. In the case of the granular behaviour, the addition of turbulence enhances the general fit with the real deposits but the quantity of material deposited in the scar remains too important.

Mixing the CRS behaviour with inter-particles collisions linked loss of energy allowed us to reduce the amount of friction required to stop the simulated flow within the extent of the real deposits. We obtained a pretty good fit for a combination of 230 kPa and an energy loss of $0.05 u^2$. The simulated flow emplaces on the submarine slopes of the shield in about 15 min (less than 1000 s). The debris mass reaches the reverse slopes of the Tetiaroa seamount, 35 km away from the scar, in 6 min 30 s and immediately begins to slow. The Tetiaroa seamount clearly stops the progression of the debris mass in the Tahiti axis (after 600 s) and individualizes two debris lobes that travel laterally until the complete stop of the avalanche.

5. Discussion

Influence of the morphology of the landslide scar on the dynamics of the DA

Although the volume of the Icod landslide is less than half the volume of Tahiti northern flank collapse, the Icod DA runs 25 km farther and lasts 5 minutes longer, for similar CRS.

Almost the entire runout of the Icod landslide is controlled by the proximal surrounding topography. It flows down a 35 km long submarine canyon ended by a break in slope before its settling along the western levee of La Orotava's DAD in an elongated 45 km long by 20 km wide lobe. On the contrary, the motion of the DA of Tahiti was only affected in its distal part by the Tetiaroa seamount to the N and slightly by Moorea's submarine slope to the W, both being located more than 40 km away from the landslide structure. As a result, the avalanche spread widely on the submarine slopes of the shield defining a 80°-opened wide sector. This strong contrast in the morphology of the settling environment has an impact on the dynamics of the DA.

Our simulations show that the tight morphology of the Icod scarp delays the emptying of this structure as in a sand-clock. This results in a longer 'feeding' of the flow in material. The channel following the Icod chute reduces the area of the DA, resulting in a reduced energy loss by basal friction, increasing the motion potential of the flow.

We recorded the calculation data (acceleration, velocity...) with a 5 s time step for our best simulations, and later analysed them. These data reveal a velocity gradient between the central part of the flow and its outer parts lasting throughout the entire motion of Icod DA (figure 9). We suggest that the shearing stresses within the Icod chute and the channel likely induced crushing of the sliding material. This is in agreement with the proposition by Mitchell et al. (2002) that the interactions between blocks in Canarian narrow landslide chutes would be responsible for the smaller grainsize recognized in the DA deposits.

In contrast, the best simulation of the Tahiti event brings to light a quicker motion along the edges than in the center of the scar, isolating a central mass (figure 10)

whose edges are no more supported by lateral confinement. We propose that such a configuration could produce an extensional stress field within the sliding mass, carving it into large pieces that slid independently on the submarine slopes of the shield. Reduced interactions thus preserved the coarse blocks. (Voight et al., 1981) and (Glicken et al., 1981) suggested that the development of hummocks is linked to spreading-linked extensional strain rates within DA. These assumptions are in agreement with the coarse blocky texture of the deposits exposed N of Tahiti.

Because of volcflow limitations, we simulated those events as subaerial flows. However, both deposits are quite thick (more than a hundred meters in distal parts) and contain megablocks which highlight the important capacity of these flows. Consequently, these DA may have remained unsaturated with water during their entire run. In addition, (Legros, 2002) showed that water percolation inside submarine avalanches is insignificant and suggested that submarine avalanches could behave like sub-aerial ones. The most significant variation in physical conditions would be the hydrostatic pressure resulting in an additional load on the basal layer and thus a progressive increase of the frictional stress.

Many processes might be involved in the dynamics of a single debris avalanche combining in time and space, facilitating or impeding the flow. Volcflow does not allow the use of time / space dependant stresses and those used in our simulations represent average values that best account for the real behaviour of such flows.

The rheological models used for our best simulations of both events involve the use of a corrective term that scales with the velocity squared. This term was originally designed in volcflow to account for the turbulent behaviour of rapid flows in which energy loss is believed to occur by inter-particles collisions. The DAD of the Tahiti event consist in a large block chaos whereas those of Icod consist in an elongated fine grained lobe only baring a few mega-blocks. In this context it is difficult to explain the small coefficient of energy loss for the Icod event that should be prone to such a behaviour. At the opposite, the large blocks of the Tahiti event shouldn't interact much especially in the extensional stress field highlighted in our simulations.

We suggest that the necessity for this velocity squared dependant correction is the result the turbulent drag of sea water expressed as:

$$F = K \cdot \rho \cdot v^2 \cdot A / 2 \text{ (Streeter and Wylie, 1986)}$$

with κ , the drag coefficient, a dimensionless number weighting the resistance of an object to motion in a fluid medium of density ρ as function of its shape, the area of the interface with the fluid (A) and the velocity (v).

The large discrepancy between the coefficients of energy loss is explained by the area discrepancy between both flows. In the case of the Icod event for which a small correction is required, the flow is confined in a valley and consists in a narrow lobe of particles growing along slope. In the Tahiti case, the debris mass widely spreads on the submarine slopes of the shield growing both along slope and laterally. Moreover, this debris mass, consists in large block that present a large specific area submitted to seawater. As a result, the required energy loss coefficient for the Tahiti event is far more important.

Feed back on available geological constrains

Our good results with the simulations of the Icod and the Tahiti events validate our morphological reconstructions and thus the geological constrains our work follows.

The superficial extension of the Icod landslide scar is well constrained and a regression of LCC wall would not necessarily drastically change the volume. On the other hand, slight variations in the elevation of the floor of the scar could greatly impact on volume balance.

Even though the landslide base is quite well constrained in the Icod valley, there are only a few points in LCC, close to the walls, but none in the central part of LCC where the filling products are the thickest. The 40 km³ volume discrepancy between the deposits and the volume removed onland could be explained if a part of the debris lied over the mortalon. The incomplete debris evacuation observed in CRS models also supports this hypothesis. The final thickness estimates by our simulations are not greater than 50 m. A 100 m deposit on the whole landslide structure floor (which would constitute a maximum estimation) represents an additional volume of 30 km³. The quantity of debris trapped into the scar is hardly

quantifiable and direct observations in galleries since megablocks might be difficult to distinguish from an undisturbed succession at such a scale. This is supported by the 200 ka sample found in the “Saltadero del Fronton” gallery by Carracedo et al. (2007). This sample, though taken at 2000 m of the bottom of the gallery and 40 ka older than the lava sampled at the bottom of “La Gotera” gallery (Gillot et al., 2001), is interpreted by these authors as a minimum age for the landslide. Moreover, Boulesteix et al (2012) dated explosive products interpreted to be coeval to the landslide at 175 ± 3 ka. We rather suggest that these authors sampled a megablock of the Icod DAD.

Moreover DA usually erode the substratum during their run so that a substantial volume lies under the surrounding substratum level. Masson et al. (2002) estimated that the Roques de Garcia DAD were covered by about 25 m of sediments. Such a thickness integrated over the area (750 km^2) of the Icod DAD lobe represents 20 km^3 .

The remaining volume could have been swept away by the turbidite flow that reworked the northern apron of Tenerife 15 ka ago (Wynn et al., 2000). Depending on the quantity of debris left in the scar, 20 to 40 km^3 may have been involved into this 400 km^3 event (Canals et al., 2004).

Conclusions

1. Our simulations show that a mass of debris of more than 200 km^3 is likely to reproduce the real deposits of the Icod avalanche. This strongly contradicts the hypothesis of the vertical caldera collapse often proposed in literature and in turn strongly supports the giant landslide hypothesis.

2. Numerical simulations also made clear that the Icod event emplaced in one shot contrarily to what (Ablay and Hurlimann, 2000) suggested. The overlapping material slick observed on the sonar images could be the result of a “sand-clock effect” of the narrow channel.

3. In the light of our simulations, the mortalon appears to be the sliding surface of the Icod landslide rather than DA deposits.

4. The Icod event simulation showed that the bottleneck morphology of the lower part of the scar creates a velocity gradient across the scar. We propose that it could

be responsible for the crushing of material and thus the scarcity of megablocks in the submarine deposits.

5. Such a morphology, additionally, delays the emptying of the scar resulting in a protracted flow, lasting for the same duration in both cases unless a volume ratio of an order 2.

6. At the opposite, the wide scar of Tahiti's northern landslide favors the rapid spreading of the sliding mass under an extensional stress field. As a result, it could be carved into megablocks that would slide independently on the submarine flank.

All the above evidences show that scar morphologies have an impact on the dynamics of the DA and on the shape and the granulometry of the deposits.

Moreover, the geometry of the sliding mass has a strong impact on the size of potential tsunamis as it is directly related to the width and the velocity of mass entering the sea.

References

- Ablay, G. and Hurlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 135-159.
- Ablay, G.J. and Marti, J., 2000. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 175-208.
- Acosta, J. et al., 2003. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Researches*, 24(1-2): 1-+.
- Ancochea, E. et al., 1999. Evolution of the Canadas edifice and its implications for the origin of the Canadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(3): 177-199.
- Anguita, F. and Hernan, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 1-26.
- Boulesteix, T., Hildenbrand, A., Soler, V. and Gillot, P.Y., submitted. Recent large landslides on Tenerife island: timing, recurrence and propagation of slope instability. *Geophysical Research Letters*.
- Canals, M. et al., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213(1-4): 9-72.
- Clouard, V. and Bonneville, A., 2004. Submarine landslides in French Polynesia. In: R.Hekinian (Editor), *Importance of submarine landslides in French Polynesia*. Springer Verlag, pp. 209-238.
- Coppo, N., Schnegg, P.A., Heise, W., Falco, P. and Costa, R., 2007. Multiple caldera collapses inferred from the shallow electrical resistivity signature of the Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Dade, W.B. and Huppert, H.E., 1998. Long-runout rockfalls. *Geology*, 26(9): 803-806.
- Davies, T.R.H., 1982. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mechanics*, 15: 9-24.

- Deplus, C. et al., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(2): 145-157.
- Elsworth, D. and Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4): 323-340.
- Elsworth, D. and Voight, B., 1995. Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B4): 6005-6024.
- Froger, J.L., Merle, O. and Briole, P., 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 187: 245-258.
- Gillot, P.Y., Soler, V. and Quidelleur, X., 2001. Piling rate and magmatic evolution through time of the Teide volcano (Tenerife, Canary islands). In: E.U.o. Geosciences (Editor), EUG XI meeting, Strasbourg, pp. pp. 803.
- Glicken, H., Voight, B. and Janda, R.J., 1981. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano., *Symp. Arc Volcanism, Tokyo and Hakone*, pp. 109-110.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R. and Torrado, F.J.P., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(2): 599-614.
- Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1): 33-59.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y. and Bonneville, A., 2006. Offshore evidence for a huge landslide of the northern flank of Tahiti-Nui (French Polynesia). *G3*, 7(3).
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y. and Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters*, 217(3-4): 349-365.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Soler, V. and Lahitte, P., 2003. Evidence for a persistent uplifting of La Palma (Canary Islands), inferred from morphological and radiometric data. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2): 277-289.
- Hurlimann, M., Garcia-Piera, J.O. and Ledesma, A., 2000. Causes and mobility of large volcanic landslides: application to Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 121-134.
- Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Rev. Geophys.*, 35: 245– 296.

- Kelfoun, K., Druitt, T., de Vries, B.V. and Guilbaud, M.N., 2008. Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 70(10): 1169-1187.
- Kelfoun, K. and Druitt, T.H., 2005. Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B12).
- Kokelaar, P. and Romagnoli, C., 1995. Sector collapse, sedimentation and last population evolution at an active island-arc volcano - Stromboli, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 57(4): 240-262.
- Krastel, S. et al., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B3): 3977-3997.
- Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63(3-4): 301-331.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B. and Gutmacher, C.E., 1988. The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawai'i. *J. Geophys. Res.*, 93: 4279-4299.
- Major, J.J., 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*, 105(3): 345-366.
- Marti, J. and Gudmundsson, A., 2000. The Las Canadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 161-173.
- Marti, J., Hurlimann, M., Abley, G.J. and Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10): 879-882.
- Marti, J., Mitjavila, J. and Arana, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Canadas Caldera (Tenerife, Canary-Islands). *Geological Magazine*, 131(6): 715-727.
- Masson, D.G. et al., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2): 1-35.
- McMurtry, G.M., Watts, P., Fryer, G.J., Smith, J.R. and Imamura, F., 2000. Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands, Workshop on Prediction of Underwater Landslide and Slump Occurrence and

- Tsunami Hazards Off of Southern California. Elsevier Science Bv, Los Angeles, California, pp. 219-233.
- Mitchell, N.C., Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R. and Urgeles, R., 2002. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands - A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2): 83-107.
- Moore, J.G. et al., 1989. Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 94(B12): 17465-17484.
- Moore, J.G., Normark, W.R. and Holcomb, R.T., 1994. Giant Hawaiian Landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22: 119-144.
- Oehler, J.F., de Vries, B.V. and Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4): 169-189.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Filoche, G. and Lefevre, J.C., 2005. Fast geochemical changes and rapid lava accumulation at Stromboli Island (Italy) inferred from K-Ar dating and paleomagnetic variations recorded at 60 and 40 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3-4): 177-193.
- Quidelleur, X., Hildenbrand, A. and Samper, A., 2008. Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters*, in press.
- Samper, A., Quidelleur, X., Boudon, G., Le Friant, A. and Komorowski, J.C., 2008. Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4): 485-492.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P. and Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). *Earth and Planetary Science Letters*.
- Schmincke, H.U., Klugel, A., Hansteen, T.H., Hoernle, K. and van den Bogaard, P., 1998. Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, La Palma and Lanzarote (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4): 343-360.

- Shea, T. and Van Wyk de Vries, B., 2008. Structural analysis and analogue modeling of the kinematics and dynamics of rockslide avalanches. *Geosphere*, 4(4): 657-686.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches - characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4): 163-197.
- Smith, J.R., Malahoff, A. and Shor, A.N., 1999. Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4): 59-88.
- Streeter, V. and Wylie, B. (Editors), 1986. *Fluid Mechanics*. McGraw-Hill, New York, 595 pp.
- Van Wyk de Vries, B. and Francis, P.W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, 387(6631): 387-390.
- Vidal, N. and Merle, O., 2000. Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99: 9-26.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J. and Douglass, P.M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap, pp. 347-377.
- Ward, S.N., 2001. Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B6): 11201-11215.
- Watts, A.B. and Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100(B12): 24487-24498.
- Watts, A.B. and Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63(1): 8-19.
- Waythomas, C.F., Watts, P., Shi, F.Y. and Kirby, J.T., 2009. Pacific Basin tsunami hazards associated with mass flows in the Aleutian arc of Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 28(11-12): 1006-1019.

Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.P.E., 2000. Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, 163(1-4): 185-198.

ZEPOLYF, 1997. Rapport de fin de campagne ZEPOLYF1.

Figure captions:

Figure 1:

Simplified geological map of Tenerife (after Ablay and Marti, 2000) and the Icod landslide. Map of the Canary Islands and the recognized debris avalanches deposits in inset, after Acosta et al. (2003).

Figure 2:

Simplified geological map of Tahiti Island and the extension of the deposits of the northern flank collapse (after Hildenbrand et al., 2006).

Figure 3:

Shaded relief map of the altimetry of Tenerife and of the bathymetry of its northern slopes on which the geometrical constraints for the reconstruction of the Las Cañadas Volcano are displayed: in red, the extension bound of the Teno Massif; in blue the preserved slopes used for the reconstruction. The red lines represent the traces of the cross sections of Navarro et al. (2004), presented in the upper right corner of the figure, which we used to reconstruct the 3D surface of the landslide scar. The reconstructed volcano and its landslide structure are shown in the lower right corner of the figure.

Figure 4:

Bathymetric map and profiles of Tahiti island after Hildenbrand et al. (2006). The lower right shaded map represents our reconstruction of the Tahiti shield volcano affected by the north-directed landslide.

Figure 5:

Snapshots of the best simulation for the Icod landslide at selected time steps. The blue zones show the confining topography. The colour of the flow represents the thickness of the deposits.

Figure 6:

Snapshots of the best simulation of the Tahiti northern debris avalanche at the same timesteps than the snapshots of the Icod landslide debris avalanche shown in Figure 5. The blue zones stand for the obstacles affecting the run of the avalanche. The colour of the flow represents the thickness of the deposits.

Figure 7:

Velocity based gradient image of the Tahiti debris avalanche showing the influence of the Tetiaroa seamount on the dynamics of propagation of the avalanche.

Figure 8:

Velocity based gradient image of the Icod debris avalanche showing the late flow of material from the landslide scar towards the ocean floor.

Figure 9:

Initial snapshot of the Icod landslide showing the velocity gradient existing between the center and the margins of the flow. The diagram on the right part of the figure is a time integrated velocity pattern across the bottleneck channel of the landslide scar, further showing the velocity gradient induced by the tight scar.

Figure 10:

Initial snapshot of the Tahiti landslide showing the initial inertia of the huge central part of the sliding mass compared to the margins for which flow occurs at higher velocity. The diagram on the right part of the figure is a time integrated velocity pattern across the landslide scar, showing an overall homogeneous velocity distribution across such transect.

Figure 1:

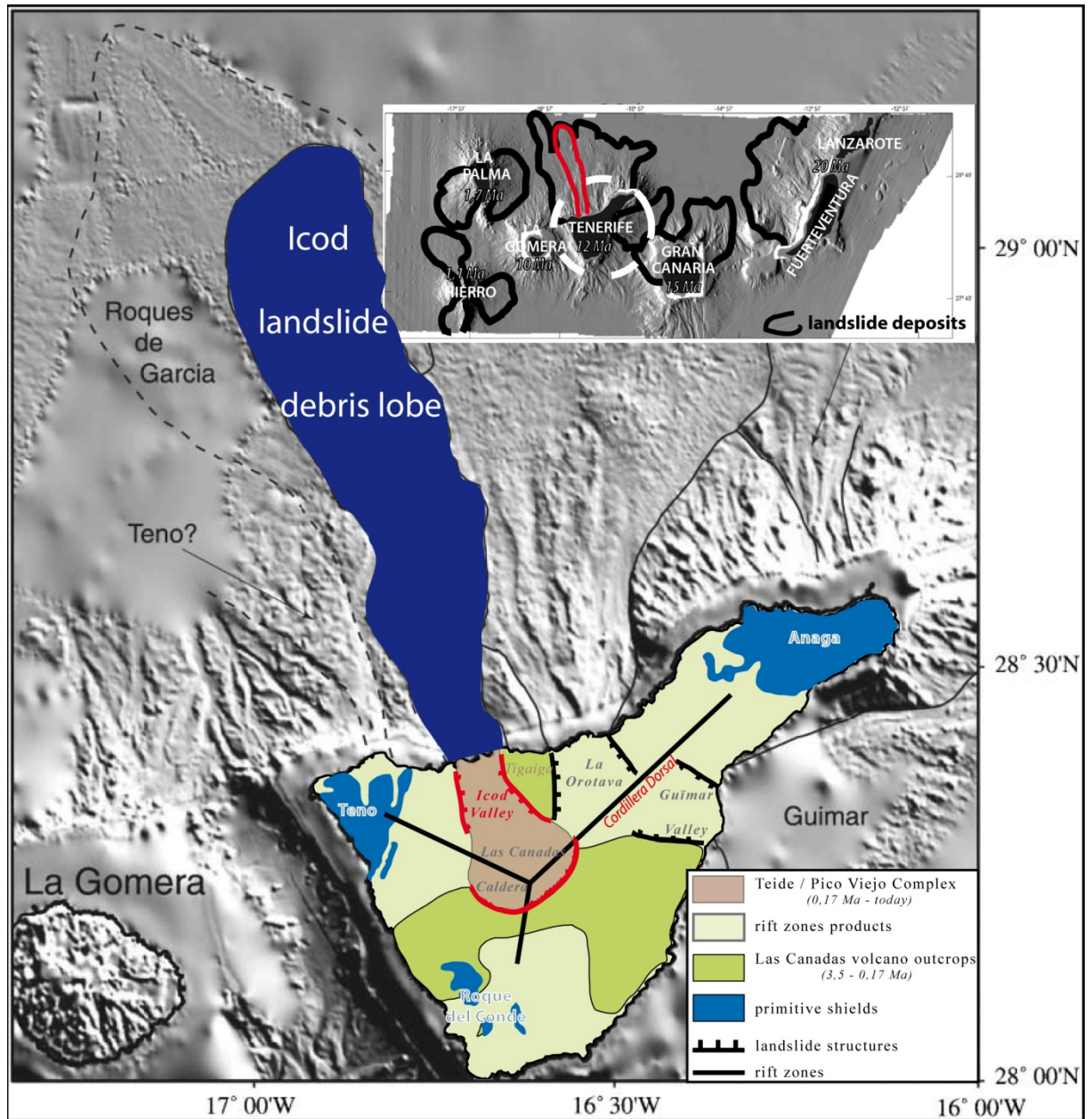
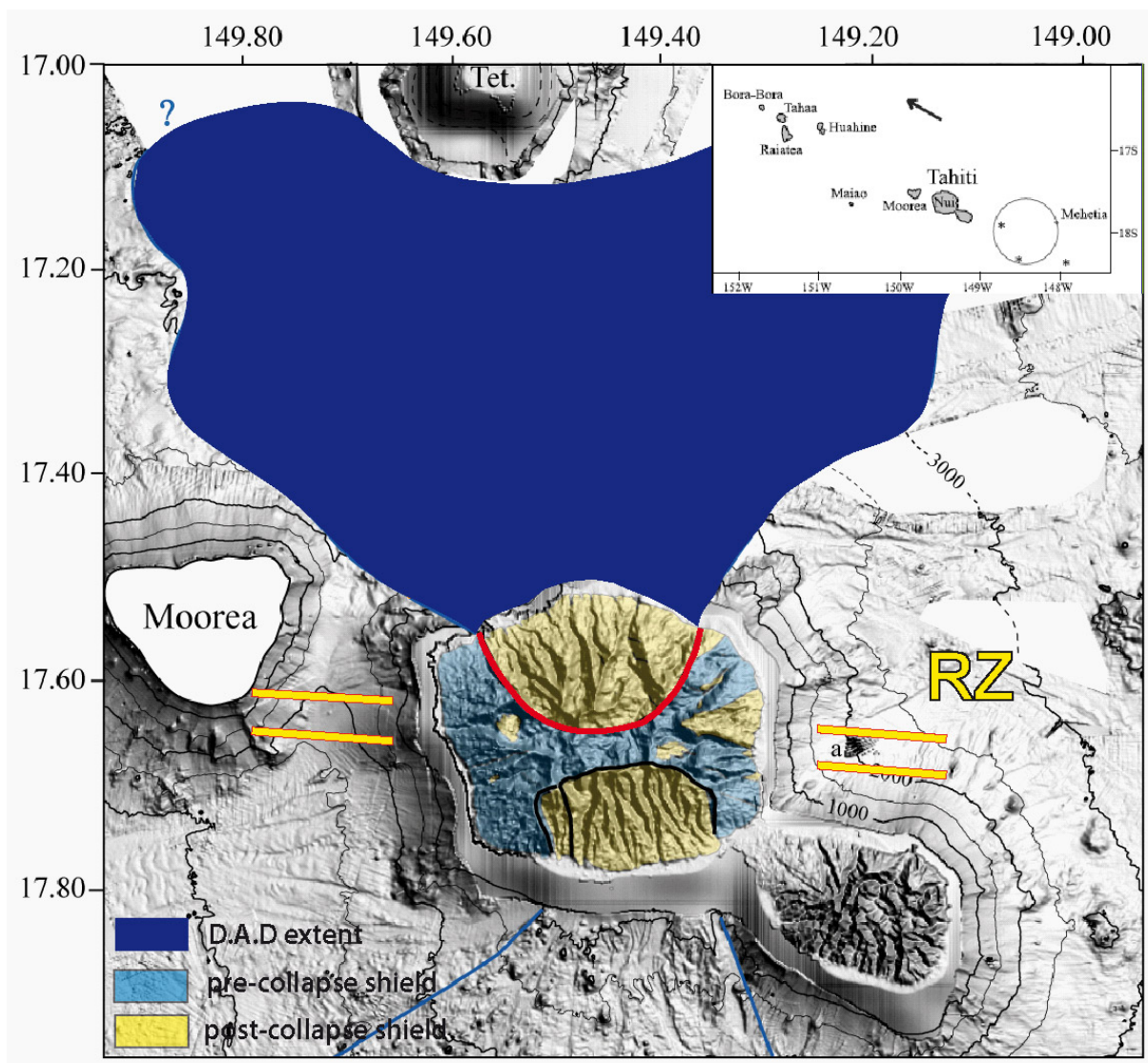


Figure 2:



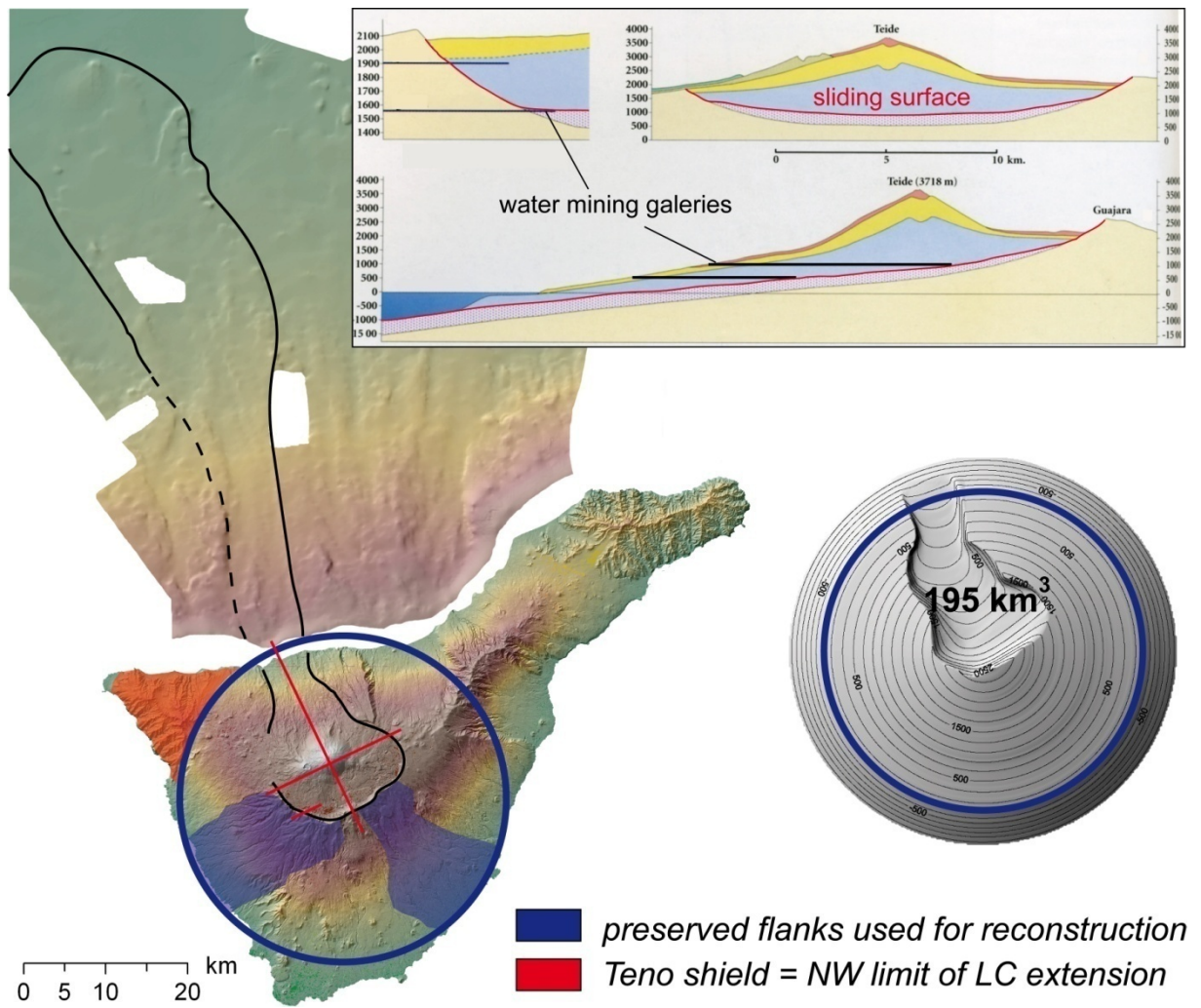
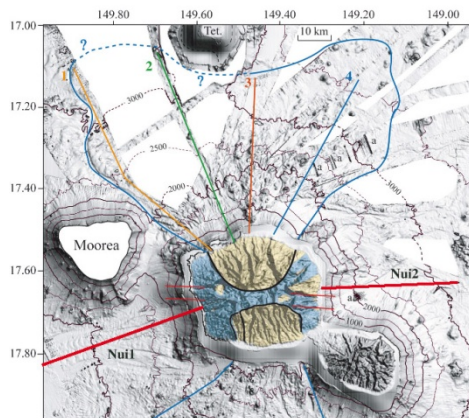
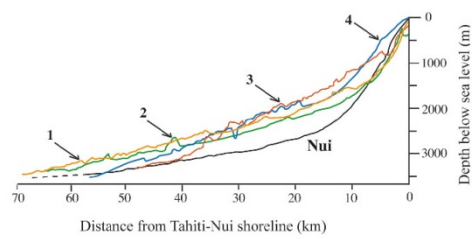


Figure 4:



bathymetric data from ZEPOLYF2 cruise

left figures from Hildenbrand et al. (2006)

shield and bathymetry generated from 'Nui' profiles

onland scar morphology after Hildenbrand et al. (2006)

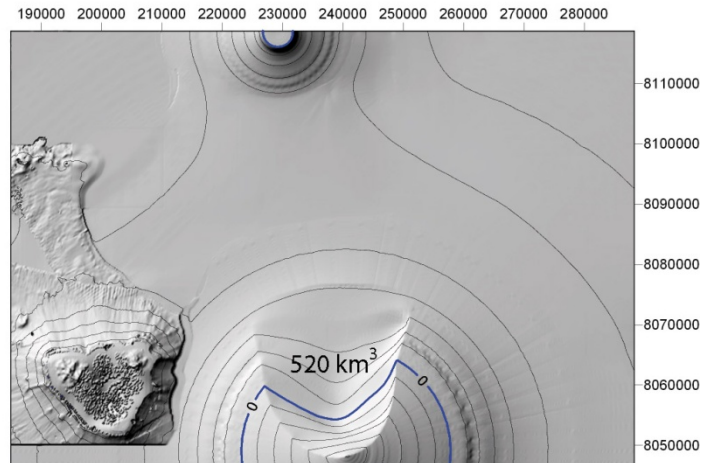


Figure 5:

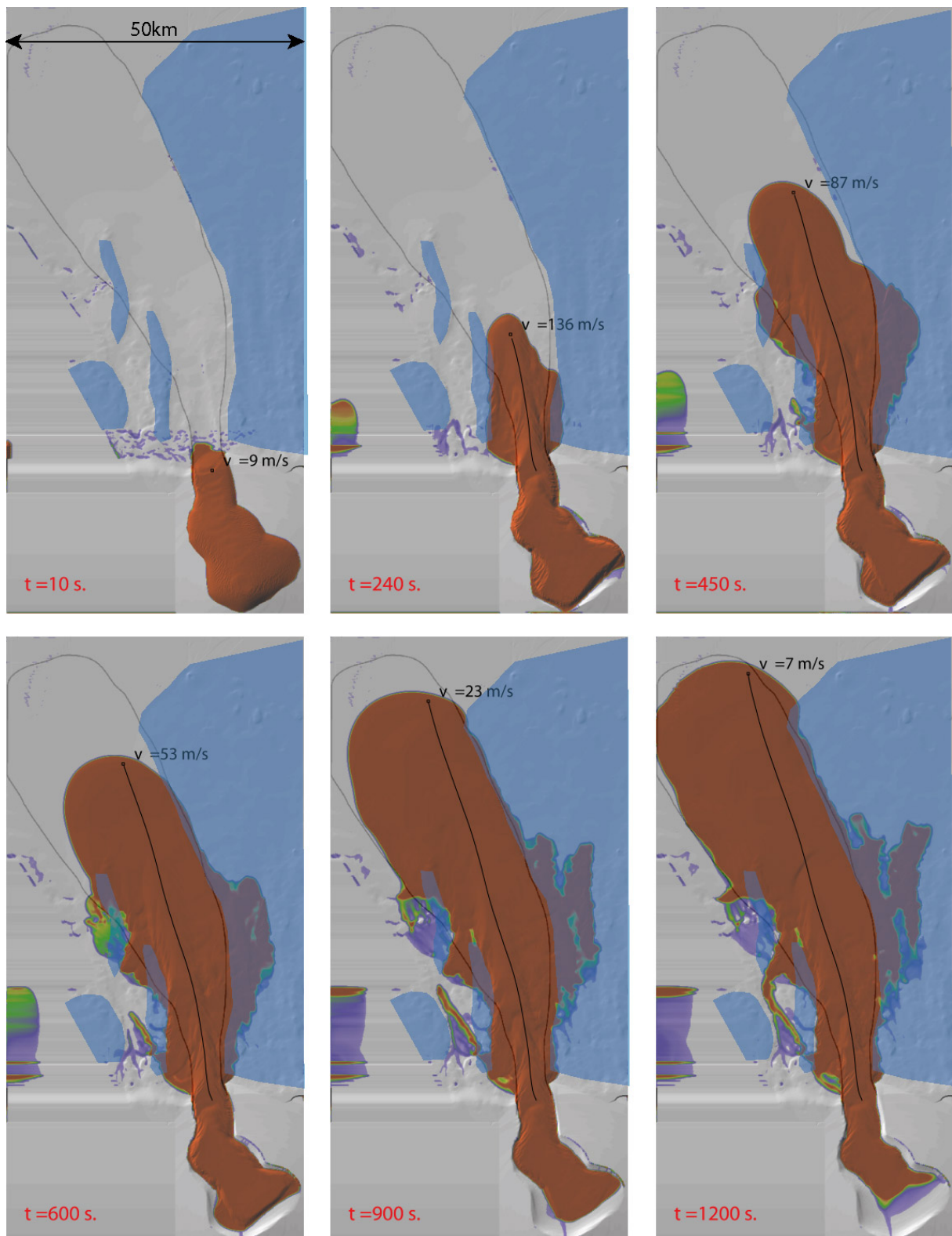


Figure 6:

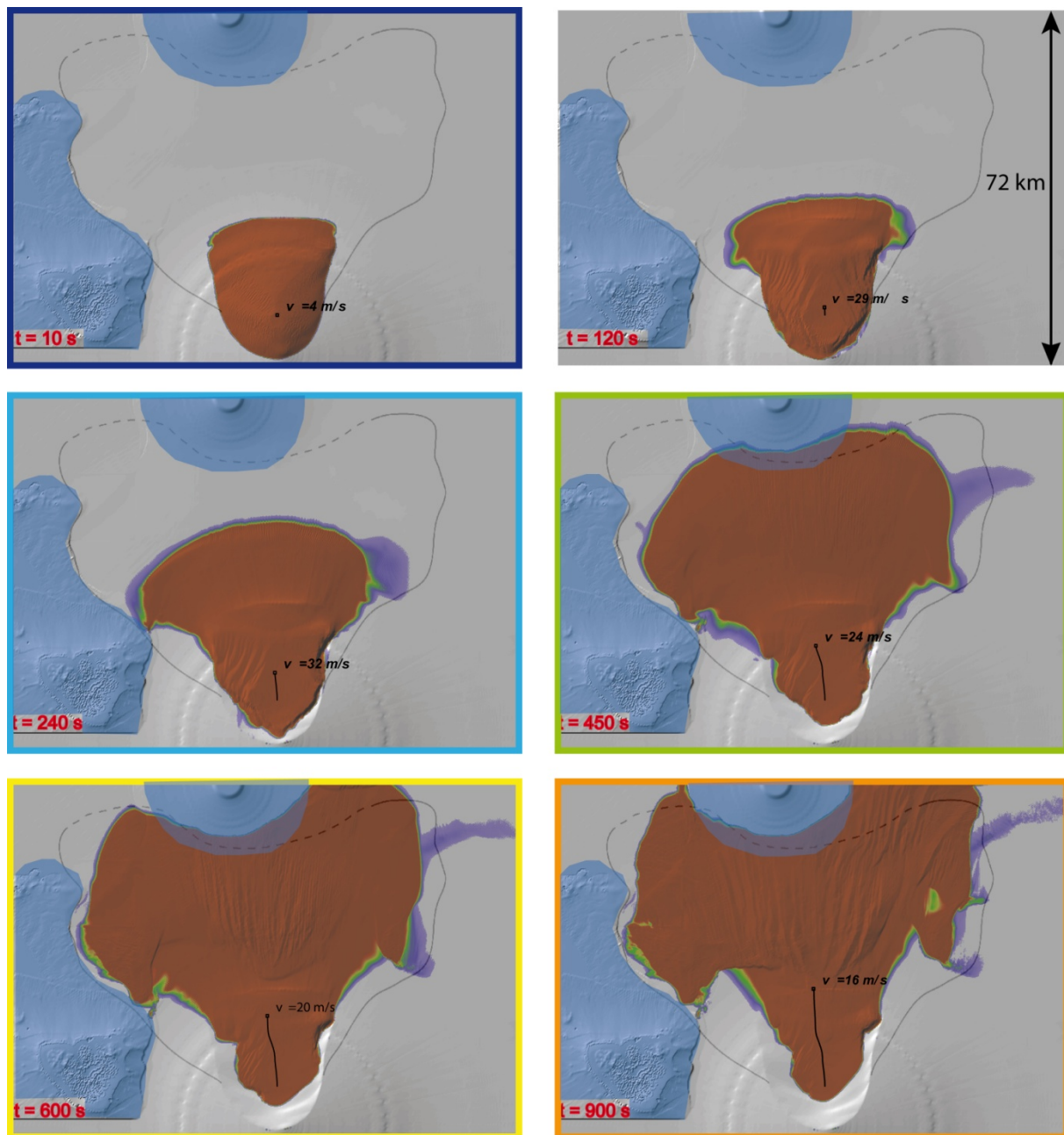


Figure 7:

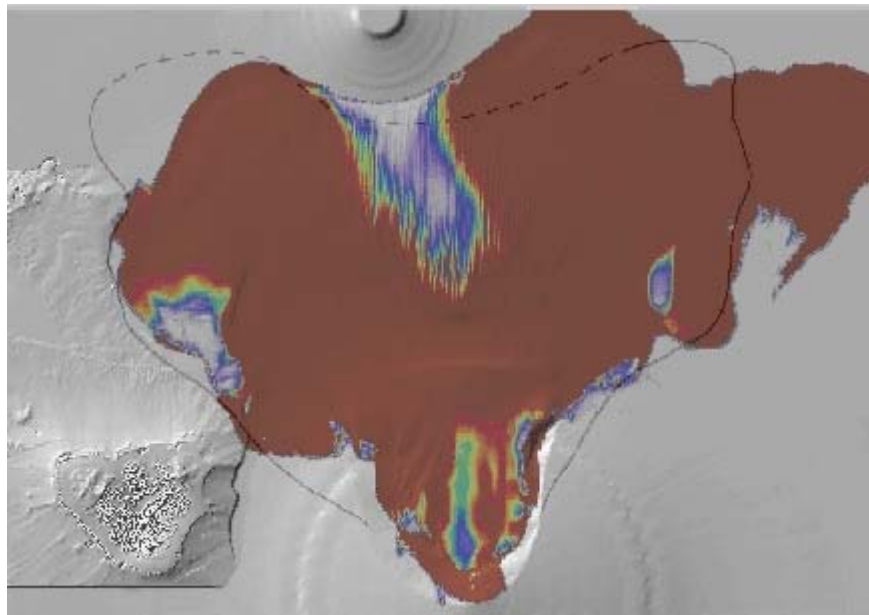


Figure 8:

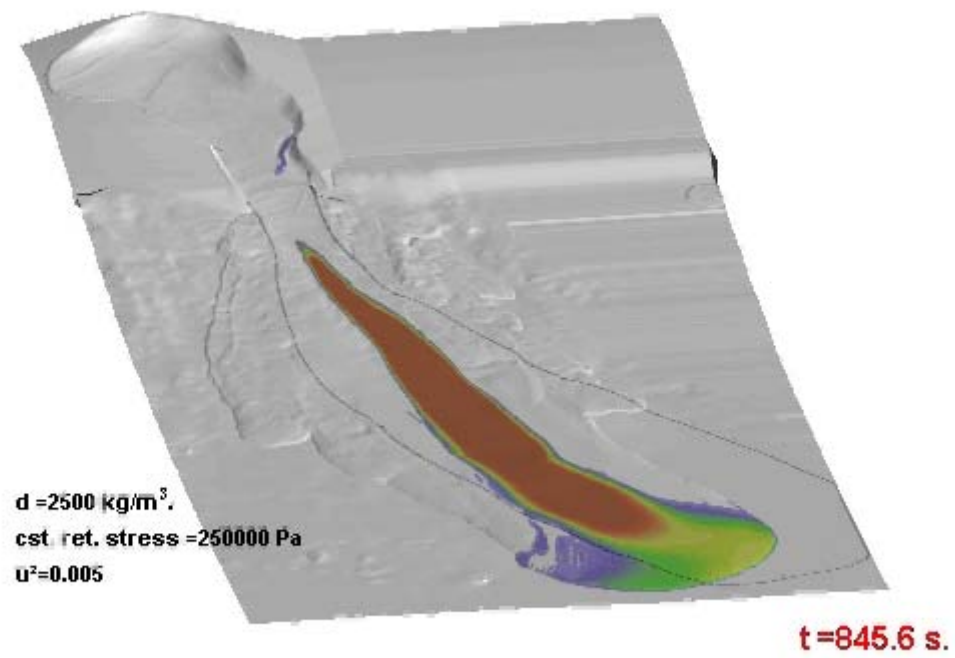


Figure 9:

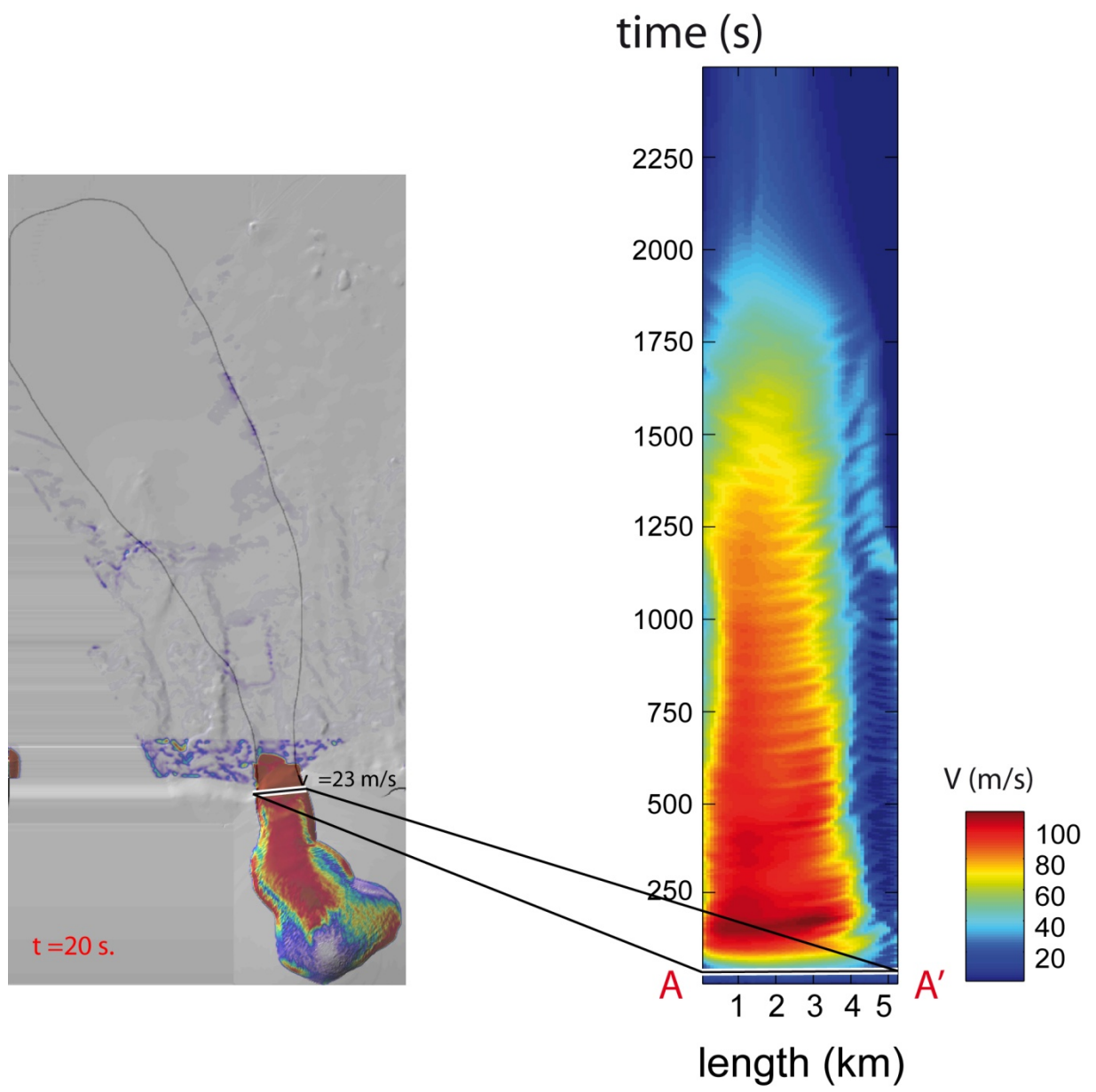


Figure 10:

